



Etude géologique de la partie occidentale du massif hercynien des Rehamna septentrionales (Meseta marocaine). Lithostratigraphie, plissements et métamorphisme, chevauchements et nappes.

René Rais-Assa

► To cite this version:

René Rais-Assa. Etude géologique de la partie occidentale du massif hercynien des Rehamna septentrionales (Meseta marocaine). Lithostratigraphie, plissements et métamorphisme, chevauchements et nappes.. Tectonique. Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, 1984. Français. NNT: . tel-01219312

HAL Id: tel-01219312

<https://theses.hal.science/tel-01219312>

Submitted on 27 Oct 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE DROIT, D'ÉCONOMIE
ET DES SCIENCES D'AIX-MARSEILLE

T 874/1A

FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES DE ST. JÉRÔME

THÈSE

présentée par



René RAIS-ASSA

pour obtenir le grade de Docteur de 3^{ème} cycle

Mention Géologie Dynamique

Option Géologie Structurale

ETUDE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU
MASSIF HERCYNEN DES REHAMNA SEPTENTRIONALES
(Meseta marocaine)

LITHOSTRATIGRAPHIE, PLISSEMENTS ET
MÉTAMORPHISME, CHEVAUchemENTS ET NAPPES



049 013139 1

Soutenue le 22 Mai 1984 devant la commission d'examen :

MM. J. SOUGY

Président

G. GUIEU

J. MULLER

J. RODGERS

P. SAINT-JULIEN

} Examineurs

T 874 / A

A Hélène et Jean

043480616 (u)

... Je veux savoir,... comprendre,...,
appréhender..., poser le doute comme
principe...Je veux laisser les certitudes
aux bulldozers !

G. Servat

De quelle couleur est le parfum des larmes
bleues des violettes ?

P. Neruda

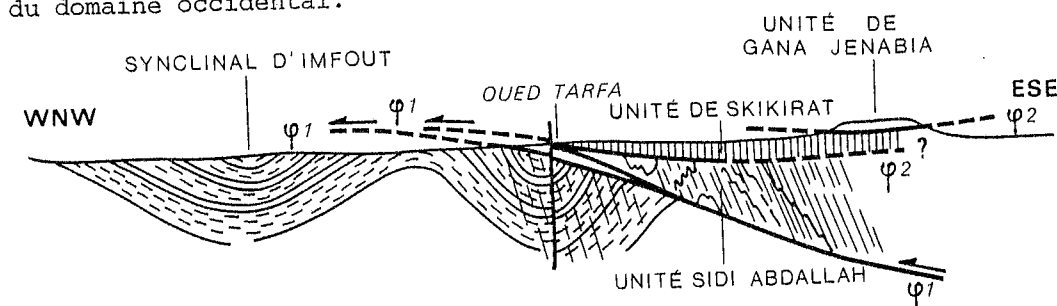
A V A N T - P R O P O S

Je voudrais remercier ici tous ceux qui ont contribué à l'élaboration de ce travail :

- M. J. Sougy, Directeur du Laboratoire de Géologie dynamique, qui m'a accueilli, a corrigé mon manuscrit et préside ce jury ;
- M. J. Muller, Maître de recherche au CNRS, qui m'a beaucoup apporté tant sur le terrain qu'au laboratoire ;
- MM. J. Rodgers, Professeur à "Yale University" à New Haven (USA), P. Saint-Julien, Professeur à "Laval University" à Québec (Canada) et G. Guieu, Professeur à la Faculté Saint-Charles à Marseille, qui ont accepté de participer à ce jury ;
- le Ministère de l'Energie et des Mines du Maroc et en particulier MM. Bensaïd, Charrai, Destombes et Mlle Willefert ;
- J.-J. Cornée, Attaché de recherche au CNRS, toujours là ;
- M. Lécorché qui a assuré la frappe du manuscrit ;
- R. Dassulle, A. Grimaldi, J. Marchand, J.-J. Motte et B. Simon pour leur aide efficace et amicale ;
- le personnel enseignant et technique des laboratoires de Géologie dynamique, Pétrologie et Sédimentologie continentale ;
- mes camarades de 3e cycle ;
- mes amies et amis de Marseille et d'ailleurs ;
- mes parents.

R E S U M E

Le massif des Rehamna septentrionales, situé à mi-route entre Marrakech au Sud et Casablanca au Nord, appartient au segment hercynien de la Meseta côtière ; il affleure en boutonnière à travers les formations post-orogéniques autuniennes (?), permo-triasiques (?) et crétacées. Ce massif est constitué de deux grands domaines structuraux séparés par une importante zone de chevauchement. A l'Ouest s'étend un avant-pays cambro-ordovicien peu déformé : le domaine occidental, considéré comme autochtone au moins relatif. La marge occidentale de ce domaine est écaillée (écailles de l'oued Tarfa). A l'Est s'étend un vaste ensemble constitué par un empilement de nappes : unité de Sidi Abdallah (ordovico-dévonienne), unité de la Skikirat (dévon-viséenne) et unité de la Gada Jenabia (viséenne). Ces unités ont subi une évolution tectono-métamorphique polyphasée qui contraste fortement avec celle du domaine occidental.



Coupe schématique des Rehamna septentrionales. In : Rais-Assa et al., 1983

Le domaine occidental est constitué de 6 formations de nature détritique datées du Cambrien moyen et de l'Arenig. La déformation paroxysmale conduit à l'apparition de plis P_1 subméridiens, synschisteux, de demi-longueur d'onde et d'amplitude kilométriques, droits, cylindriques, à faible plongement axial.

Les écailles de l'oued Tarfa sont constituées de matériel identique à celui du domaine occidental. Les structures P_1 , du même type que les précédentes sont tronquées et charriées vers le Nord-Ouest lors du premier épisode de tectonique tangentielle ; l'ampleur du recouvrement est de 2 à 6 km selon les écailles.

L'unité de Sidi-Abdallah est constituée de 10 formations ordovico(?)-dévonniennes. La déformation paroxysmale donne naissance à des plis P_1 , synschisteux et synmétamorphes, déjetés à déversés au Nord-Ouest, à fort plongement axial vers le Nord-Est. Les intensités de la déformation et du métamorphisme croissent vers l'Est où apparaissent ensuite des plis P_2 et P_3 . Le premier épisode de chevauchement Φ_1 amène l'unité de Sidi Abdallah sur le domaine occidental et écaille cette unité. Les déplacements se font du Sud-Est vers le Nord-Ouest avec une flèche de 8 km minimum. Un second épisode de chevauchement Φ_2 à déplacement du Nord vers le Sud provoque à son tour des écaillages mineurs.

L'unité de la Skikirat est constituée de matériel non métamorphique, daté du Dévonien inférieur et moyen et du Viséen supérieur. Le premier événement tectonique conduit à l'apparition probable d'olistolithes, puis la déformation paroxysmale correspond à des plis P_1 , actuellement très dispersés, accompagnés d'une schistosité S_1 très fruste. Le premier épisode de tectonique tangentielle à déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest est peu visible. Le second épisode de chevauchement amène, du Nord vers le Sud, l'unité de la Skikirat sur l'ensemble des unités précédentes, y compris sur le domaine occidental. Les déplacements sont plurikilométriques, localement décakilométriques.

La mise en évidence de ces deux épisodes distincts de chevauchement dans le massif des Rehamna septentrionales, après leur découverte dans le massif des Jebilet et des Rehamna sud-orientales, montre que ces phénomènes ont joué un rôle très important dans la structuration tardi-hercynienne de la Meseta marocaine.

A B S T R A C T

The northern Rehamna massif, halfway between Marrakech to the south and Casablanca to the north, constitutes part of the Hercynian segment of the coastal Meseta, in which it is exposed as a nucleus surrounded by post-orogenic sediments of Autunian (?), Permo-Triassic (?) and Cretaceous age. The massif is composed of two great structural domains separated by an important thrust zone. The western domain is a little-deformed Cambro-Ordovician foreland; it is considered to represent a relatively autochthonous terrain. Its western margin is one of imbricated wedges, the so-called "wedges of Oued Tarfa". The eastern domain is composed of a thick sequence of superposed thrust sheets, including those of Sidi Abdallah (with Ordovician to Devonian rocks), Skikirat (with Devonian to Visean rocks), and Gada Jenabia (with Visean rocks only). These units have undergone a polyphase tectonic-metamorphic evolution which stands in strong contrast with that of the western domain.

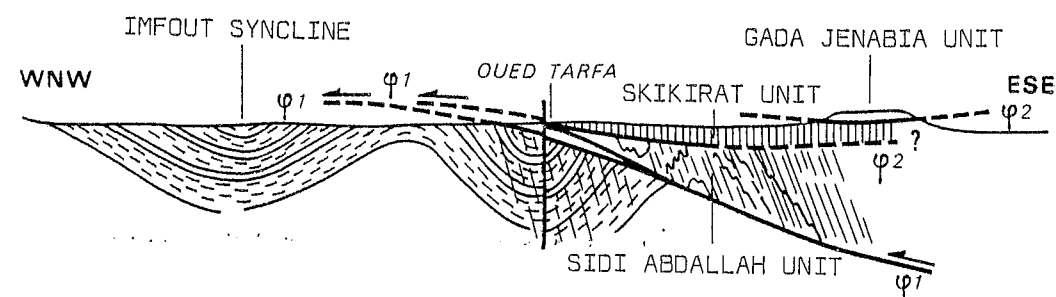
The western domain comprises 6 sedimentary units of detrital character, dated Middle Cambrian to Arenigian. Their paroxysmal deformation resulted in the formation of F_1 -folds characterized by their approximately N-S orientation, their km-scale amplitude and half-wave length, their upright cylindrical nature and low angle of plunge, and the contemporaneous development of cleavage.

The wedges of Oued Tarfa are composed of rocks identical to those of the western domain. The F_1 structures are of the same type, but were truncated and thrust NW-ward during the same period of tangential deformation. The width of cover is 2-6 km, depending on the wedge.

The Sidi Abdallah thrust sheet is composed of 10 formations ranging in age from Ordovician (?) to Devonian. Their paroxysmal deformation gave rise to a symmetric to overturned F_1 -folds with NW vergence and steep NE plunge, formed contemporaneous with metamorphism and the development of schistosity. The intensity of deformation and metamorphism increases toward the E, where F_2 and F_3 -folds make their appearance. The first thrust episode (ϕ_1) placed the Sidi Abdallah thrust unit on top of the western domain and imbricated the unit. The displacement was to the NW and amounted to a minimum of 8 km. A second thrust episode (ϕ_2) with S-ward displacement in turn gave rise to minor imbrications.

The Skikirat thrust sheet is composed of nonmetamorphic rocks of Lower to Middle Devonian and upper Visean age. The first tectonic event appears to have led to the development of olistoliths; the subsequent paroxysmal deformation gave rise to F_1 -folds whose orientations are at present highly variable and which are characterized by a weak- S_1 cleavage. The first episode of tangential deformation caused displacement towards the NW, but is not widely observed. The second thrust event carried the Skikirat unit S-ward on top of the preceding units including the western domain. The displacement amounts to several km, locally as much as tens of km.

The evidence of two distinct thrust periods in the northern Rehamna massif, following their discovery in the Jebilet massif and the southeastern Rehamna massif, demonstrates that these events played a highly important role in the late Hercynian tectogenesis of the Moroccan Meseta.



SCHEMATIC SECTION OF THE NORTHERN REHAMNA

S O M M A I R E

AVANT-PROPOS

RESUME	3
ABSTRACT	4
SOMMAIRE	5
LISTE DES FIGURES	9
LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE	12
CHAPITRE I : GENERALITES	13
I - Cadre géographique	15
II - Cadre Géologique	15
. un domaine occidental	15
. un domaine oriental	15
III - Travaux antérieurs	16
IV - But de l'étude	18
V - Méthode de travail et matériel	19
A - Etudes préliminaires et travaux de terrain	19
B - Documents utilisés	19
C - Définition des principaux termes utilisés	19
VI - Commentaire de la carte géologique	21
A - Les terrains post-hercyniens	21
B - Les terrains post-orogéniques supposés paléozoïques	21
C - Les terrains paléozoïques plissés	21
CHAPITRE II : LE DOMAINE OCCIDENTAL	25
I - Lithostratigraphie	27
A - Coupes de référence	27
B - Description du log type	27
1 - Formation 1	27
a - membre a	27
b - membre b	28
c - âge de la formation 1	28
2 - Formation 2	28
a - description des faciès	30
b - âge de la formation 2	30
3 - Formation 3	30
a - description des faciès	30
b - âge de la formation	30
4 - Formation 4	33
a - membre a	33
b - membre b	33
c - membre c	35
d - conditions de dépôt	35
e - âge de la formation	35
5 - Formation 5	35
a - membre a	38
b - membre b	38
c - origine du matériel conglomératique et conditions de dépôt	39
d - âge de la formation 5	39
6 - Formation 6	39
a - membre a	39
b - membre b	39
c - membre c	40

d - membre d	40
e - membre e	43
f - conditions de dépôt	43
g - âge de la formation	43
C - Conclusion et corrélations	43
1 - Lithostratigraphie	43
2 - Caractères sédimentologiques de la série	44
3 - Corrélations avec les séries cambro-ordoviciennes des régions avoisinantes	44
II - Evolution tectono-métamorphique	45
A - Episode de plissement P ₁ majeur	45
1 - Mégastructures	45
a - le synclinal d'Imfout	45
b - l'anticlinal de Tolba	47
c - le synclinal de Bled-Azouz	47
2 - Macrostructures	49
a - Plis obliques aux mégastructures et à fort plongement axial	49
b - plis parallèles aux mégastructures et à faible plongement axial	49
c - origine des plis	52
3 - Microstructures	52
4 - Comparaison avec la coupe de Michard	52
B - Torsion à grand rayon de courbure	53
C - Cisaillements horizontaux avec ou sans déplacement	53
D - Failles N40° à N90°	54
E - Conclusion	55
CHAPITRE III : LES ECAILLES DE L'OUED TARFA	57
I - Lithostratigraphie	59
A - Ecaille para-autochtone	59
B - Ecaillles allochtones	59
1 - Ecaille allochtone I	59
2 - Ecaille allochtone II	65
II - Evolution tectono-métamorphique	66
A - Travaux antérieurs	66
B - Contact basal majeur des écaillles de l'oued Tarfa	66
C - Structure de l'écaille para-autochtone	67
1 - Description	67
2 - Sens de déplacement de l'écaille	68
3 - Conclusion partielle	69
D - Structure de l'écaille allochtone I	69
1 - Plissement P ₁ synschisteux	70
2 - Structuration tangentielle	70
E - Structure de l'écaille allochtone II	75
F - Tectonique cassante	76
1 - Failles N25° à N30°	76
2 - Failles N70°	76
III - Conclusion	77
CHAPITRE IV : UNITE DE SIDI ABDALLAH	79
I - Lithostratigraphie	81
A - Les formations du Draa Guessaa	81
1 - Formation 1	81
2 - Formation 2	82
a - log 2	82
b - log 3	84
c - log 4	85

3 - Formation 3	86
a - log 5	86
b - log 6	86
4 - Formation 4	87
a - log 6	87
b - log 7	87
c - log 11	88
5 - Formation 5	88
6 - Conclusion sur les formations du Draa-Guessaa	88
B - Les formations conglomératiques	89
1 - Formation 9a : conglomérat d'El Aouine	89
2 - Formation 9b : conglomérat de Sekhira-es-Slimane	90
3 - Formation 9c : conglomérat de Sidi Abdallah	91
4 - Formation 10 : phyllites de Sidi Abdallah	92
5 - Formation 11	92
6 - Conclusion sur les formations conglomératiques	93
C - Corrélations	93
1 - Comparaisons et corrélations possibles, internes au massif des Rehamna septentrionales	93
a - la série de Draa-Guessaa	93
b - formation des Skhour	93
c - les formations conglomératiques	95
2 - Corrélations avec les Rehamna sud-orientales	95
D - Hypothèses quant à l'origine des conglomérats	95
1 - Hypothèse I : unicité des formations conglomératiques	95
2 - Hypothèse II : transgression des quartzites sur deux séries conglomératiques	97
3 - Hypothèse III : olistostrome viséen supérieur à Sidi Abdallah	97
4 - Hypothèse IV : nappe de quartzite anté-déformation hercynienne	98
II - Evolution tectono-métamorphique	98
A - Plissement fondamental P ₁	98
1 - Structure du secteur de Sekhira-es-Slimane	101
2 - Structure du secteur central	104
a - synclinal de Biadna	104
b - anticlinal de Mennfekh	105
3 - Structure du secteur oriental	106
4 - Schistosité et métamorphisme	106
a - schistosité S ₁	106
b - métamorphisme	109
B - Plissement P ₁ et déformations des conglomérats de l'unité de Sidi Abdallah	109
1 - Les conglomérats d'El Aouine	109
2 - Les conglomérats de Sekhira-es-Slimane	110
a - faciès grossier	110
b - faciès fin	110
3 - Les conglomérats métamorphiques de Sidi Abdallah	111
a - conglomérats riches en matrice	111
b - conglomérats pauvres en matrice	112
4 - Conclusion sur la déformation des conglomérats	112
C - Conclusion sur la déformation paroxysmale	113
D - Plissements P ₂ et P ₃ post-schisteux	115
1 - Plissements P ₂ et P ₃ dans le secteur oriental	115
2 - Plissements P ₂ et P ₃ du coeur de l'anticlinal de Draa-Guessaa	116
3 - Conclusion partielle	116
E - Premier épisode de tectonique tangentielle	116
1 - Contact basal de l'unité de Sidi Abdallah	116
2 - Contact tectonique de Menfekh	118
3 - Conclusion partielle	119
F - Deuxième épisode de tectonique tangentielle	120
1 - Quartzite de Biedna	120
2 - Anticlinal de Draa-Guessaa	121

a - le contact supérieur	121
b - le contact inférieur	121
c - les contacts tangentiels Φ_2 à l'Ouest du synclinal de Biadna	122
d - les contacts tangentiels Φ_2 du périclinal nord de l'anticlinal de Draa-Guessaa	122
3 - Prolongement vers l'Ouest et l'Est des contacts Φ_2	123
a - prolongement vers l'Ouest	123
b - prolongement vers l'Est	123
4 - Conclusion partielle	123
G - Tectonique cassante	123
H - Conclusion	124
CHAPITRE V : UNITE DE LA SKIKIRAT	127
I - Lithostratigraphie	129
A - Travaux antérieurs	129
B - Description des faciès	131
1 - Faciès siluro-dévonien	131
2 - Faciès dévoniens inférieurs	131
3 - Faciès dévoniens moyens	134
a - coupe mesurée	134
b - sommet de la Skikirat 397	135
4 - Faciès viséens supérieurs	136
a - grès et grès-quartzites	136
b - calcaires jaunes et blancs	136
c - alternance de grès et d'argilites	137
5 - Roches magmatiques	137
C - Conclusion lithostratigraphique sur la partie sud de l'unité de la Skikirat	137
II - Evolution tectonique	138
A - Rappel historique	138
B - Structure et évolution tectonique	138
1 - Désorganisation synsédimentaire au Viséen supérieur	138
2 - Déformation P ₁	139
3 - Tectonique tangentielle	140
a - les grands ensembles	140
α - Le contact de base	140
β - La semelle viséenne	144
γ - Les klippes dévoniennes	146
b - analyse cinématique	147
4 - Tectonique cassante	151
5 - Conclusion	151
CHAPITRE VI : FORMATIONS POST-OROGENIQUES	153
I - Formation post-orogénique attribuée au Paléozoïque	155
A - Les conglomérats de Mechra-ben-Abbou	155
B - Venues magmatiques	156
C - Déformations	156
D - Epaisseur	157
E - Age	157
II - L'ensemble des formations post-orogéniques et post-paléozoïques	158
A - Les pélites rouges attribuées au Permo-Trias	158
B - Les formations crétacées	158
CHAPITRE VII : CONCLUSION	159
ANNEXE 1 : GISEMENT DE FOSSILES	167
ANNEXE 2 : ANALYSES CHIMIQUES	185
BIBLIOGRAPHIE	193

LISTE DES FIGURES

1 - Fond topographique utilisé	15
2 - Place du massif des Rehamna dans le Maroc hercynien	16
3 - Localisation des principaux travaux géologiques concernant le massif hercynien des Rehamna	17
4 - Schéma structural de la partie ouest des Rehamna septentrionales	22
5 - Structure d'un grès fin argileux du membre a de la formation 1	29
6 - Structure d'un grès très fin, argileux, du membre a de la formation 1	29
7 - Structure d'un grès très grossier du membre b de la formation 1	29
8 - Aspect typique de la formation 3 à l'affleurement, au Sud-Ouest de Bdaoua	31
9 - Structure d'un grès très fin, micacé, de la formation 3	31
10 - Détail de la figure 9	31
11 - Structure d'un grès micacé très fin (psammite) de la formation 3	32
12 - Vue des formations 4 et 5 du flanc ouest du synclinal d'Imfout	32
13 - Coupes dans les formations 3 et 4 du flanc ouest du synclinal de Bled-Azouz	32
14 - Scolithes dans des grès du membre a de la formation 4	33
15 - Sections polies d'un grès ferrugineux du membre c de la formation 4	34
16 - Coupe dans les formations 4 et 6 du flanc ouest du synclinal de Bled-Azouz	35
17 - Structure d'un siltstone argileux de la formation 5	36
18 - Structure d'un siltstone à ciment argilo-carbonaté du membre a de la formation 5	36
19 - Structure d'un conglomérat polygénique hétérogranulaire de la formation 5	37
20 - Position retenue pour la limite entre les formations 5 et 6 au toit de la 3e barre de grès fin	38
21 - Structure du microconglomérat au sommet du membre b de la formation 6 du synclinal de Bled-Azouz	40
22 - Le Paléozoïque du domaine occidental (môle côtier) du Maroc	41
23 - Coupes à travers les structures du domaine occidental	42
24 - Stéréogrammes des axes de plis construits du synclinal d'Imfout, du Nord vers le Sud	46
25 - Stéréogramme des stries de frictions banc sur banc du coeur du synclinal d'Imfout	47
26 - Stéréogrammes des axes de plis construits de l'anticlinal de Tolba	48
27 - Stéréogramme de l'axe de pli construit du synclinal de Bled-Azouz	49
28 - Stéréogrammes de plis parasites	50
29 - Carte structurale du secteur du Guelb-es-Sema	50
30 - Coupes construites dans la région du Guelb-es-Sema	51
31 - Stéréogramme de plis parasites	51
32 - Stéréogramme d'un micropli P ₁ conique (synclinal de Bled)	52
33 - Stéréogramme du pli (torsion) P ₂ construit	53
34 - Stéréogramme de stries faiblement pentées sur des surfaces proches de l'horizontale	54
35 - Stéréogramme de la faille verticale normale	54
36 - Carte géologique du synclinal de Bled-Azouz et des écaillles de l'Oued Tarfa (Nord)	60
37 - Carte géologique du synclinal de Bled-Azouz et des écaillles de l'Oued Tarfa (Sud)	61
38 - Coupes lithologiques dans la partie nord de l'écaillle allochtone I	62
39 - Coupes lithologiques dans la partie sud de l'écaillle allochtone I	64
40 - Contact tectonique à la base de l'écaillle para-autochtone	66
41 - Crochons d'entraînement sur les lèvres d'un cisaillement peu penté	67
42 - Structure de la mylonite du contact de base des écaillles de l'Oued Tarfa	67

43 - Stéréogramme de stries de friction du segment central de l'échelle para-autochtone	68
44 - Stéréogramme de stries de friction du segment méridional de l'échelle para-autochtone	69
45 - Stéréogramme : plis P ₁ , linéations d'intersection L ₀ et kinks P ₂	70
46 - Panorama : amygdalisation de bancs de grès-quartzites dans des niveaux de grés-pélites	70
47 - Amygdalisation tectonique	71
48 - Bloc-diagramme	72
49 - Stéréogrammes synthétiques des stries et des surfaces striées	73
50 - Diagramme en rosace des fréquences de stries	74
51 - Stéréogramme de plis d'entraînement déversés à l'Ouest	75
52 - Stéréogramme de stries de friction mesurées	75
53 - Log 1 : Formation 1 de la série du Draa Guessaa	82
54 - Log 2 : Formation 2 de la série du Draa Guessaa	83
55 - Structure d'une phyllade micacée de la formation 2	83
56 - Log 3 : Formation 2 de la série du Draa Guessaa	84
57 - Structure d'un grès de la formation 2	84
58 - Structure d'un grès argileux de la formation 2	85
59 - Log 4 : Formation 2 de la série du Draa Guessaa	85
60 - Log 5 : Formation 3 de la série du Draa Guessaa	86
61 - Log 6 : Formations 3 et 4 de la série du Draa Guessaa	86
62 - Brèche synsédimentaire observée dans la formation 4	87
63 - Log 7 : Formations 3 et 4 de la série du Draa Guessaa	87
64 - Log 11 : Formations 4 et 5 de la série du Draa Guessaa	88
65 - Proposition d'un log général synthétique des formations de la série du Draa Guessaa	89
66 - Log 8 : Formation 9a : conglomérats d'El Aouine	90
67 - Log 9 : Formation 9b : conglomérats de Sekhira-es-Slimane	90
68 - Formation 9b : conglomérat de Sekhira-es-Slimane. Aspect à l'affleurement	91
69 - Log 12 : Formation 9c : conglomérats métamorphiques de Sidi-Abdallah et formation 10 : phyllites de Sidi-Abdallah	91
70 - Log 13 : Formation 11 : siltstones et quartzites	92
71 - Structure d'une phyllade violette de la formation II	92
72 - Proposition de corrélations stratigraphiques	94
73 - Hypothèse I : origine des conglomérats	96
74 - Hypothèse II " " "	96
75 - Hypothèse III " " "	96
76 - Hypothèse IV " " "	96
77 - Schéma structural de l'unité de Sidi-Abdallah	99
78 - Stéréogramme des plis P ₁ de Sekhira-es-Slimane	100
79 - Stéréogramme des plis droits d'Hajar Hamra	100
80 - Stéréogramme d'un pli dans les quartzites du Bled Mris	100
81 - Stéréogramme de plis métriques observés au Sud de Biedna	101
82 - Aspect cartographique de l'enchaînement des plis de l'Oued Rharga	102
83 - Stéréogramme des plis de l'Oued Rharga	104
84 - Coupes construites et interprétées	103
85 - Stéréogramme du pli synclinal de Biadna	104
86 - Stéréogramme du pli synclinal de Biadna	105
87 - Stéréogramme du pli anticlinal de Mennfekh	105
88 - Disposition de la schistosité S ₁ dans l'unité de Sidi-Abdallah	107
89 - Micrographie d'un siltstone de la formation 1 de l'anticlinal du Draa Guessaa	108
90 - Micrographie d'un grès silteux de la formation 10	108
91 - Micrographie d'un conglomérat à éléments anguleux de la formation 9b	111
92 - Surface polie dans les conglomérats de la formation 9c de Sidi-Abdallah	112
93 - Diagramme schématique; ductilité en fonction de la profondeur	113

94 - Stéréogramme de plis P ₂ dans les conglomérats de Sidi Abdallah (F. 9c)	114
95 - Stéréogramme synthétique des axes de plis P ₂ de la formation 9c	114
96 - Stéréogramme de plis P ₂ dispersant les pôles de schistosité S ₁ dans la formation 9c	114
97 - Structure d'une phyllite montrant une déformation sigmoïde de la schistosité S ₁	115
98 - Stéréogramme montrant la dispersion de la schistosité S ₂	115
99 - Panorama montrant le recouvrement du domaine occidental (F1) par l'unité de Sidi Abdallah (F11)	117
100 - Stéréogramme des stries de friction de la zone de contact basal de l'unité de Sidi Abdallah	118
101 - Stéréogramme des stries de friction observées dans le contact anormal de Mennfekh	119
102 - Stéréogramme des stries de friction relevées dans la prolongation nord du contact anormal de Mennfekh	119
103 - Panorama montrant des chevauchements ϕ_1 et ϕ_2	120
104 - Pli d'entraînement orienté Est-Ouest	120
105 - Dilacération tectonique de la formation 1	121
106 - Stéréogramme des éléments structuraux de la klippe du coeur de l'anticlinal de Draa Guessaa	122
107 - Panorama montrant le cisaillement du périclinal nord de Draa-Guessaa par des plans subhorizontaux	122
108 - Reconstitution schématique de l'évolution structurale de l'unité de Sidi Abdallah	124
109 - Log synthétique des formations dévono-carbonifères de la région de Mechra-ben-Abbou	130
110 - Structure d'un calcaire lumachelique rouge d'âge dévonien inférieur	132
111 - Structure d'un calcaire fin microsparitique à encrines et galets mous, daté du Dévonien inférieur	132
112 - Coupe mesurée dans des formations du Dévonien moyen	133
113 - Polypler sur la surface supérieure d'un banc dans un calcaire récifal du Dévonien moyen	134
114 - Calcaire à chailles au Dévonien moyen	135
115 - Blocs de quartzites de nature olistolithique	138
116 - Stéréogramme des plans de stratification et des axes de plis P ₁ dans le flysch viséen	139
117 - Panorama montrant le recouvrement de l'unité de la Skikirat sur l'unité de Sidi Abdallah	140
118 - Carte structurale du secteur sud-est de l'unité de la Skikirat	141
119 - Carte géologique du secteur sud-est de l'unité de la Skikirat	142
120 - Stéréogramme des stries de friction (unité de la Skikirat)	143
121 - Stéréogramme de microplis d'entraînement	144
122 - Exemple de troncature dans les affleurements du Viséen supérieur	145
123 - Stéréogramme des stries de friction	145
124 - Exemple de dilacération tectonique de la semelle viséenne	146
125 - Carte et coupe schématique de la butte située immédiatement à l'Est de la tranchée de chemin de fer	146
126 - Panorama montrant la structure en lame de la Skikirat 397	148
127 - Stéréogrammes de plis d'entraînement	149
128 - Stéréogramme des stries de friction et diagramme en rosace	150
129 - Conglomérat de Mechra-ben-Abbou	155
130 - Stéréogramme des pôles de stratification observée dans les conglomérats de Mechra-ben-Abbou	157
131 - Coupe synthétique du massif des Rehamna septentrionales	161
132 - Tableau récapitulatif des déformations dans le secteur d'étude	163

LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE

- I - Carte géologique des Rehamna septentrionales (1/50 000)
- II - Carte structurale des Rehamna septentrionales (1/50 000)
- III - Log du domaine occidental (1/5 000)
- IV - Carte géologique de l'unité de Sidi Abdallah (1/15 000)
- V - Talus de la voie de chemin de fer Casablanca-Marrakech
(bornes 131,4 131,6)

CHAPITRE I

GÉNÉRALITÉS .

I - CADRE GEOGRAPHIQUE

Le massif paléozoïque des Rehamna se trouve dans la partie nord-ouest de la Meseta côtière, à mi-chemin entre Marrakech au Sud et Casablanca au Nord. Il affleure en boutonnière, au milieu des terrains crétacés et tertiaires, sur une surface avoisinant 4000 km². A l'Ouest se trouve la plaine des Doukkala, au Nord le plateau de Settat, à l'Est le grand bassin de Khourribga et au Sud la plaine de la Bahira. Un lambeau de couverture crétacée divise le massif en deux parties : Rehamna septentrionales et Rehamna méridionales. Les altitudes s'échelonnent entre 200 et 700 m.

Le secteur d'étude se situe dans les Rehamna septentrionales. Il couvre la majeure partie du fond topographique de la feuille Mechra-ben-Abbou au 1/50 000 (fig. 1). Il est accessible par la route principale RP 7, la route secondaire RS 127 et par de nombreuses pistes carrossables.

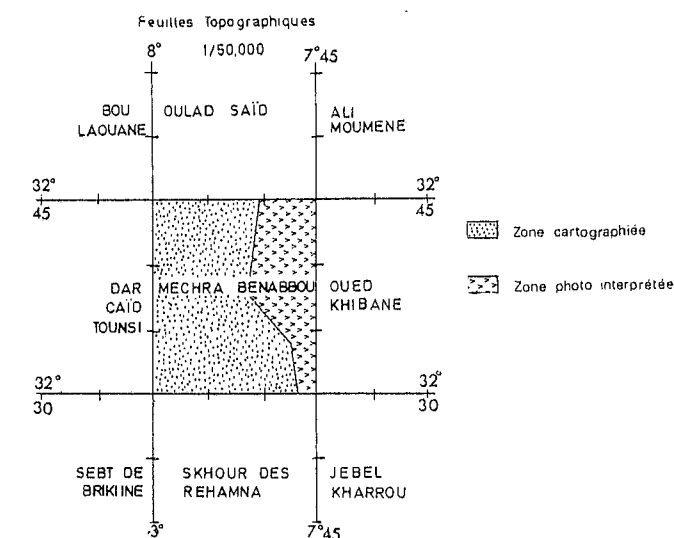


Fig. 1 : FOND TOPOGRAPHIQUE UTILISE

II - CADRE GEOLOGIQUE

Le massif des Rehamna, tout comme celui des Jebilet et celui du plateau central, constitue l'un des témoins de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine. Il est structuralement divisé en deux domaines (fig. 2) :

- *Un domaine occidental* considéré comme autochtone ou autochtone relatif, constitué de terrains présumés du Précambrien supérieur (El Jadida) et du Cambrien au Dévonien, affectés de plis cylindriques, synschisteux, de demi-longueur d'onde kilométrique et de direction subméridienne.
- *Un domaine oriental* constitué de matériel cambrien à viséen supérieur et de roches métamorphiques non datées. Plusieurs unités structurales caractérisées par des histoires tectono-métamorphiques différentes s'y trouvent juxtaposées ou superposées.

Les relations entre le domaine occidental et les différentes unités du domaine oriental sont de nature tectonique. Un granite tardi-orogénique daté sur roche totale

de 273 ± 2 Ma (Tisserand, 1977) recoupe, dans les Rehamna méridionales, le contact majeur entre les deux domaines structuraux. Des failles N70° et N30° affectent l'ensemble de l'édifice en créant des bassins post-orogéniques à remplissage molassique, attribués à l'Autunien (?).

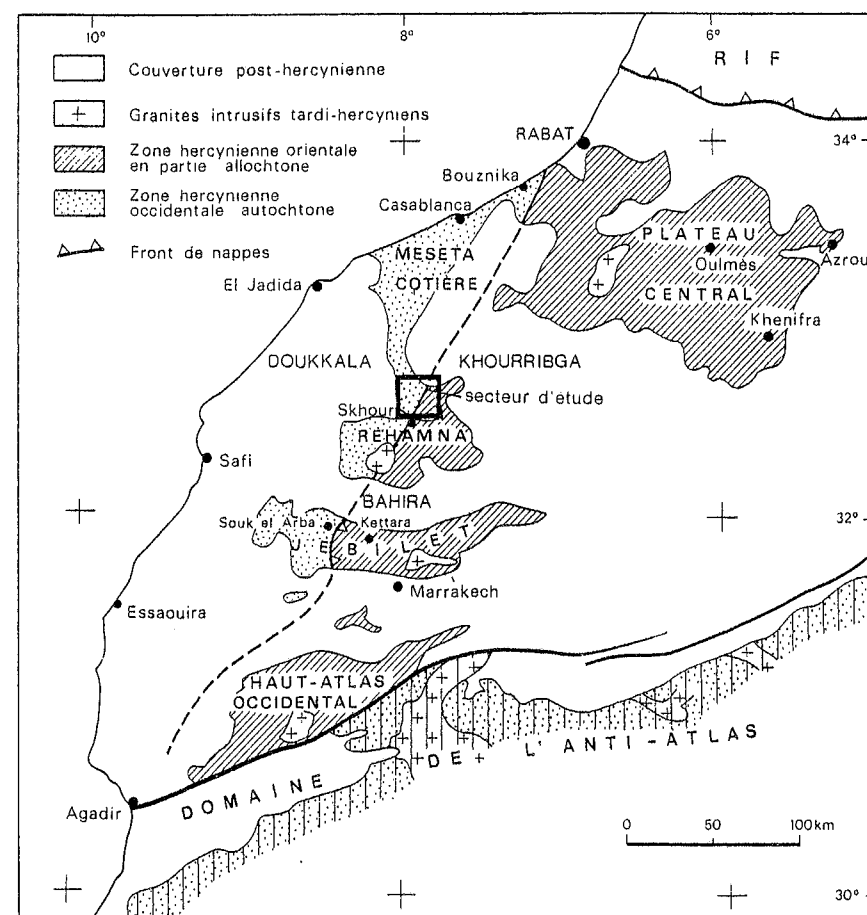


Fig. 2 : PLACE DU MASSIF DES REHAMNA DANS LE MAROC HERCYNIEU
(d'après Sougy, 1976)

III - TRAVAUX ANTERIEURS

Berthou (1924) et Neltner (1932) sont parmi les premiers auteurs à effectuer des travaux ponctuels dans le massif hercynien des Rehamna. Le Maître (1938), (fig. 3), signale dans les Rehamna septentrionales des gisements fossilifères s'échelonnant entre le Dévonien inférieur et la base du Dévonien moyen. Elle souligne la présence de niveaux à nodules silicifiés dans les calcaires dévoniens. Delépine et Yovanovitch (1938) étudient des gisements famenniens de la région de Mechra-ben-Abbou. Yovanovitch remarque que certains des contacts tectoniques entre le Viséen et le Dévonien sont horizontaux. Il envisage ainsi, pour la première fois, l'existence d'une tectonique tangentielle dans la région.

Gigout, de 1951 à 1965, effectue les premiers travaux synthétiques dans le massif et les terrains tabulaires qui l'entourent. Il publie trois cartes géologiques (1954a, 1954b, 1955) et plusieurs travaux de nature essentiellement stratigraphique et tectonique (1951, 1952, 1955a, 1955b, 1956, 1965).

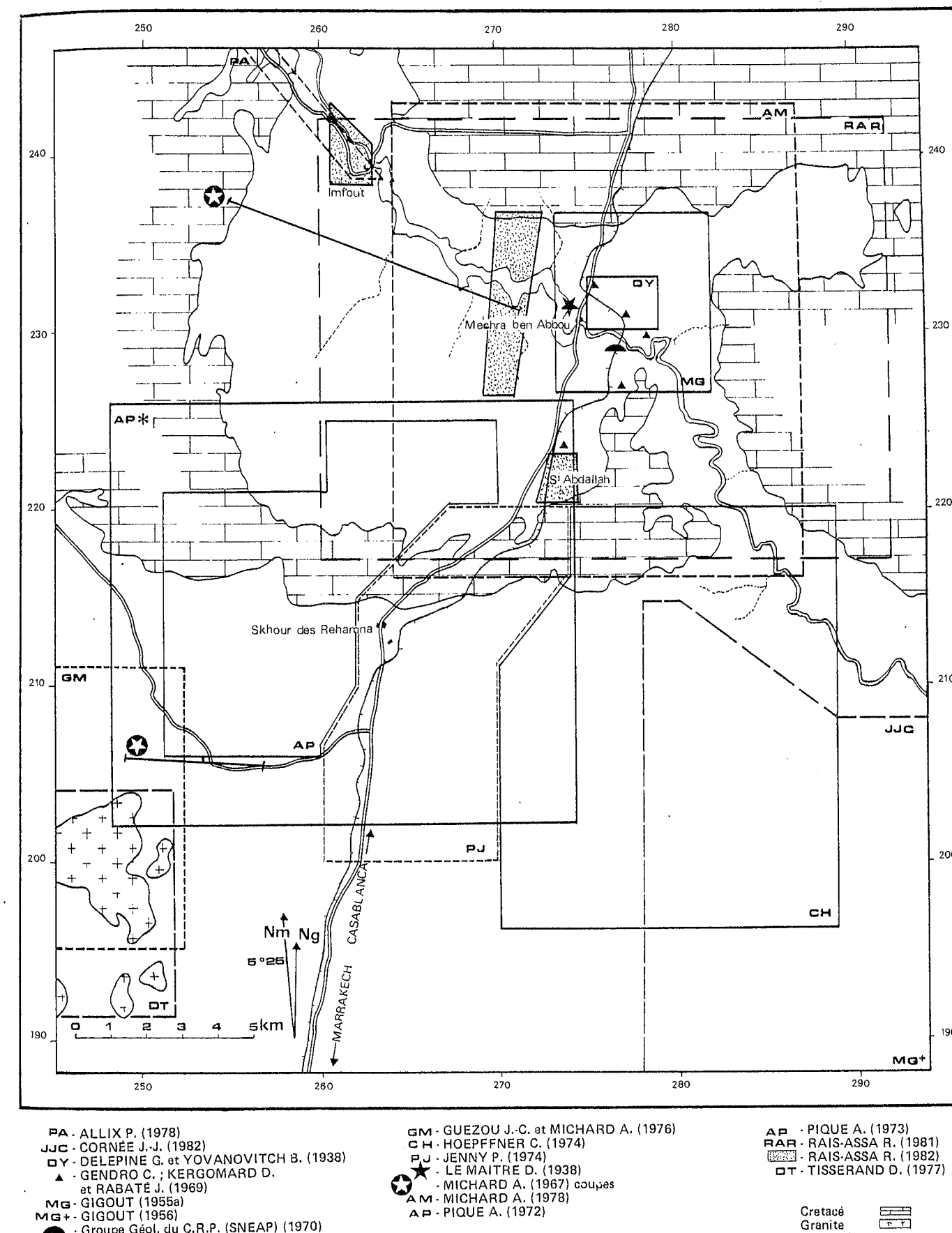


Fig. 3 : LOCALISATION DES PRINCIPAUX TRAVAUX GEOLOGIQUES
CONCERNANT LE MASSIF HERCYNIEU DES REHAMNA

Deux études minéralogiques sont effectuées dans les Rehamna sud-orientales, l'une par Chauris et Huvelin (1962), l'autre par Gaudefroy et al. (1972). De 1965 à 1984, des études stratigraphiques et sédimentologiques sont reprises, tant sur l'Ordovicien (Destombes, 1971), le Silurien (Cornée et al., 1984) que sur le Dévonien (Baeker et al., 1965 ; Gendrot et al., 1969 ; Kergomard, 1970 ; Groupe géologique du C.R.P., 1970). Allix (1978) donne une coupe mesurée des formations cambriennes à dévoniennes du domaine occidental.

De 1967 à 1982, des travaux de cartographie et d'analyse structurale sont effectués dans l'ensemble du massif des Rehamna par l'équipe strasbourgeoise du Professeur Michard. Ces études aboutissent à la réalisation de quatre thèses de 3e cycle (Piqué, 1972 ; Jenny, 1974 ; Hoepffner, 1974 ; Tisserand, 1977), de nombreuses publications (Michard, 1967, 1968a, 1968b, 1969a, 1969b ; Guézou et Michard, 1976 ; Hoepffner et al., 1972, 1974, 1975a, 1975b ; Michard et al., 1978a, 1978b, 1979) et de plusieurs travaux de synthèse tant sur les Rehamna (Michard, 1982) que sur l'ensemble de la Meseta marocaine (Bordonaro et al., 1977 ; Michard 1976 ; Piqué, 1979a, 1979b, 1981). Dans ces différents travaux, ces auteurs mettent l'accent sur le rôle essentiel de cisaillements synschisteux subverticaux qui constituent l'un des traits permanents de la tectonisation de la Meseta marocaine. Ces cisaillements seraient induits par des déplacements relatifs, dextres, de blocs du socle en bordure d'un "môle côtier stable". A ces déformations "de modèle hercynotype" sont associés des chevauchements tardifs dont la flèche est considérée comme très peu importante.

Richert et Perrin (1972), lors d'une mission de reconnaissance dans les Rehamna septentrionales, signalent l'existence de contacts anormaux peu pentés dans la région de Mechra-ben-Abbou, rejoignant ainsi les idées de Yovanovitch. Pour ces auteurs, le domaine oriental chevaucherait le domaine occidental.

Les travaux du Laboratoire associé au CNRS n° 132 "Etudes géologiques ouest-africaines" de Marseille St-Jérôme, débutent au Maroc en 1976. S'appuyant sur les travaux de Huvelin (1977) dans les Jebilet, Sougy (1976) propose une hypothèse selon laquelle une partie des Jebilet occidentales et centrales serait constituée d'un empilement de nappes reposant à l'Ouest sur un "môle côtier autochtone". En 1978, Sougy et al. étendent cette hypothèse au massif des Rehamna. Les études de détail dans les Jebilet (El Hassani, 1979, 1981a, 1981b ; Graham et al., 1984 ; Muller et al., 1979 ; Pons, 1979 ; Poutchkovsky, 1978 ; Tahiri, 1980a, 1980b, 1981, 1982 ; Zahraoui, 1980, 1981) et dans les Rehamna (Cornée, 1980a, 1980b, 1982 ; Cornée et Muller, 1981 ; Cornée, Muller et Sougy, 1982 ; Rais-Assa, 1981, 1982a, 1982b ; Rais-Assa et al., 1983) montrent que la tectonique tangentielle syn à post-schisteuse a joué un rôle très important dans la structuration de ce segment hercynien.

Enfin, Muller et al. (1983) complètent la chronologie des déformations hercyniennes de la Meseta marocaine qui est subdivisée en sept épisodes principaux entre le Viséen supérieur et l'Autunien :

- . déformations précoces synsédimentaires
- . tectonique tangentielle précoce
- . déformation hercynienne majeure (plis synschisteux, cisaillement)
- . tectonique tangentielle 1, post-schisteuse, tardi-hercynienne
- . mise en place des granites
- . tectonique tangentielle 2, tardi-hercynienne
- . failles tardives

IV - BUT DE L'ETUDE

La présente étude est une nouvelle contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine. Elle porte sur la définition des grandes unités structurales des Rehamna septentrionales ; chacune d'entre elles est ainsi analysée d'un point de vue lithostratigraphique, tectonique et métamorphique, avec une attention particulière pour les zones de contact.

V - METHODE DE TRAVAIL ET MATERIEL

A - ETUDES PRELIMINAIRES ET TRAVAUX DE TERRAIN

Une investigation bibliographique, une étude photogéologique et une mission de reconnaissance sur le terrain du 28 février au 13 mars 1981 ont permis de définir trois zones-clefs dans le secteur d'étude. Ces zones ont été étudiées en détail lors d'une mission de 80 jours du 2 octobre au 21 décembre 1981 (Rais-Assa, 1982a). La cartographie a été complétée et étendue lors d'une mission de 66 jours qui s'est déroulée du 29 septembre au 3 décembre 1982. Les principaux résultats ont été présentés, notamment lors d'une excursion de terrain, au symposium sur l'orogène calédonien du programme international de corrélation géologique n° 27 "Le Maroc et l'orogénie paléozoïque" qui s'est tenu à Rabat du 28 août au 12 septembre 1983 (Rais-Assa, 1983a et b).

B - DOCUMENTS UTILISES

1 - Carte du Maroc à 1/50 000 feuille NI-29-V-3a de Mechra-ben-Abbou, 1958.

2 - Minutes de terrain : suragrandissement de la feuille topographique de Mechra-ben-Abbou au 1/25 000 (domaine occidental), au 1/15 000 (zones de Sidi Abdallah et de l'oued Tarfa) et au 1/7 500 (zone de la Skikirat). La tranchée de chemin de fer à Sidi Abdallah a été étudiée sur photographies panoramiques verticales au 1/50 environ.

3 - Photographies aériennes : mission I.G.N. 1948 NI-29-V-3a : numéros 157 à 173, 04 à 24, 176 à 194, 208 à 222, 231 à 247 et 249 à 265 ; agrandissement au 1/15 000 des photographies numéros 244, 242, 240, 238.

4 - Imagerie satellitaire : l'image 217-37 de Landsat 2 du 15 mai 1979 a été générée dans 3 canaux (MSS 4, MSS 5, MSS 7) sous forme de visualisation à haute résolution sur système VIZIR-SEP, en collaboration avec le Centre de Télédétection et d'Analyse des Milieux Naturels de l'Ecole des Mines de Paris, à Sophia-Antipolis.

A partir des négatifs panchromatiques obtenus à l'échelle du 1/500 000, des compositions colorées, multispectrales, ont été réalisées en collaboration avec le Centre de Télédétection de l'Institut de Géographie d'Aix-en-Provence, afin d'aboutir à six combinaisons chromatiques différentes.

La combinaison retenue (MSS 4 = rouge, MSS 5 = bleu, MSS 7 = vert) est celle qui donne le meilleur contraste entre les diverses formations.

5 - Cartes géologiques :

. carte géologique de la Meseta côtière entre Settat et Mazagan, 1/200 000, par Gigout (1954a)

. carte géologique de la Meseta côtière entre Safi et Mechra-ben-Abbou, 1/200 000, par Gigout (1954b)

. carte géologique de Mechra-ben-Abbou, 1/20 000, par Gigout (1955)

. carte géologique des Rehamna centraux-occidentaux, 1/50 000, in Piqué (1972)

. carte géologique des Rehamna, 1/200 000, in Michard (1982).

C - DEFINITION DES PRINCIPAUX TERMES UTILISES

1 - Pétrographie

Roches détritiques et carbonatées : d'après la classification de Wentworth (1983)

Taille des grains	Roche détritique	Roche carbonatée
< 2 μ	Argilite	Lutite
2 à 64 μ	Siltstone	
64 à 126 μ	Grès très fin	
126 à 250 μ	Grès fin	
250 à 500 μ	Grès moyen	Arénite
0,5 à 1 mm	Grès grossier	
1 à 2 mm	Grès très grossier	
2 mm	Conglomérat	Rudite

La terminologie de détail des grès est tirée de Scolari et al. (1973).

Roches métamorphiques : les roches contenant au moins 50% de micas néoformés (séricite, biotite, muscovite) sont nommées d'après la définition de Williams et al. (1955) :

Slate (ardoises) : roche à grain fin, minéraux à peine visibles au microscope.

Phyllite (phyllades) : roche à grain fin, minéraux visibles à la loupe.

Schiste (schistes) : roche à grain grossier, minéraux visibles à l'oeil nu ; ce mot est employé exclusivement pour les roches métamorphiques.

2 - Tectonique

Eléments planaires :

Stratification : (S_0) débit planaire correspondant au dépôt initial.

Fracture : plan irrégulier, discontinu, qui affecte les bancs, sans recristallisation.

Schistosité de fracture :

. Schistosité fruste : surfaces irrégulières, discontinues, se relayant les unes les autres. La linéation L_0^1 d'intersection S_0/S_1 est mal exprimée.

. Schistosité en "queue de cheval" : structures planaires imparfaites formées par un fin réseau de surfaces anastomosées. Elle correspond à une accentuation de la schistosité fruste.

Schistosité de flux : structure parfaitement planaire, très pénétrative, avec genèse de minéraux lamellaires orientés.

Clivage de crénulation - schistosité de cisaillement : zone de fracture, plan axial de microplis, décalant les marqueurs préexistants (stratification, schistosité).

Objets linéaires :

Linéation d'intersection : ligne due à l'intersection de deux surfaces telles que stratification et schistosité S_1 (L_0^1) ou de deux schistosités (L_1^2).

Linéation minérale : ligne définie par la cristallisation orientée de minéraux aciculaires.

Stries de friction : traces laissées par le déplacement relatif de deux blocs.

Mesures à la boussole :

Les mesures à la boussole sont données par rapport au Nord géographique après avoir tenu compte de la déclinaison magnétique ($-5^\circ 25'$). Les canevas (Wulff et Schmidt) ont été réalisés dans l'hémisphère supérieur.

VI - COMMENTAIRE DE LA CARTE GEOLOGIQUE

Les terrains étudiés se répartissent en trois ensembles lithologiques :

- terrains post-hercyniens
- terrains post-orogéniques supposés paléozoïques
- terrains paléozoïques impliqués dans l'orogénèse hercynienne.

Ces trois ensembles sont séparés par des discordances angulaires.

A - LES TERRAINS POST-HERCYNINIENS

Ils sont constitués de terrains permo-triasiques peu déformés, flexurés et faillés, de terrains crétacés tabulaires et de terrains quaternaires et récents. Le Jurassique n'est pas représenté.

Les terrains attribués au Permo-Trias sont visibles au Nord-Est du secteur, principalement en rive droite de l'oued Oum-er-Rbia. Ils disparaissent au Nord sous les formations crétacées et au Sud sous les terrains quaternaires et récents.

Les terrains crétacés limitent de toutes parts les terrains paléozoïques (fig. 3). Ils sont tabulaires, affectés localement par quelques failles tardives.

Les terrains quaternaires et récents sont bien représentés dans la cuvette de Mechra-ben-Abbou, de part et d'autre de l'oued Oum-er-Rbia. Il s'agit principalement d'encroûtements carbonatés, d'alluvions et de cônes d'éboulis.

B - LES TERRAINS POST-OROGENIQUES SUPPOSES PALEOZOIQUES

Ces terrains affleurent dans la partie basse de la cuvette de Mechra-ben-Abbou, de part et d'autre de l'oued Oum-er-Rbia. Ils sont constitués de deux ensembles de roches : Le premier, de loin le plus important, est une molasse (conglomérats rouges, grès et siltstones). Le second est une lave acide qui semble interstratifiée dans le premier. Ces terrains sont déformés à l'Ouest de Mechra-ben-Abbou en un synclinal d'axe $N45^\circ$. Ils disparaissent au Nord sous les formations triasiques et quaternaires, au Sud, en l'absence de Trias, directement sous les recouvrements quaternaires et récents. A l'Est et à l'Ouest, ils reposent en discordance angulaire sur les terrains paléozoïques plissés. Enfin, ils sont limités à l'Ouest et au Nord-Ouest par la faille de l'oued Tarfa, de direction $N30^\circ$. Aucun affleurement de terrains post-orogéniques supposés hercyniens n'est connu à l'Ouest de cette faille.

C - LES TERRAINS PALEOZOIQUES PLISSES

Ces terrains ont été répartis dans cette étude en 5 unités structurales (fig. 4) qui sont :

- le domaine occidental
- les écaillés de l'oued Tarfa
- l'unité de Sidi Abdallah
- l'unité de la Skikirat
- l'unité de la Gada Jenabia

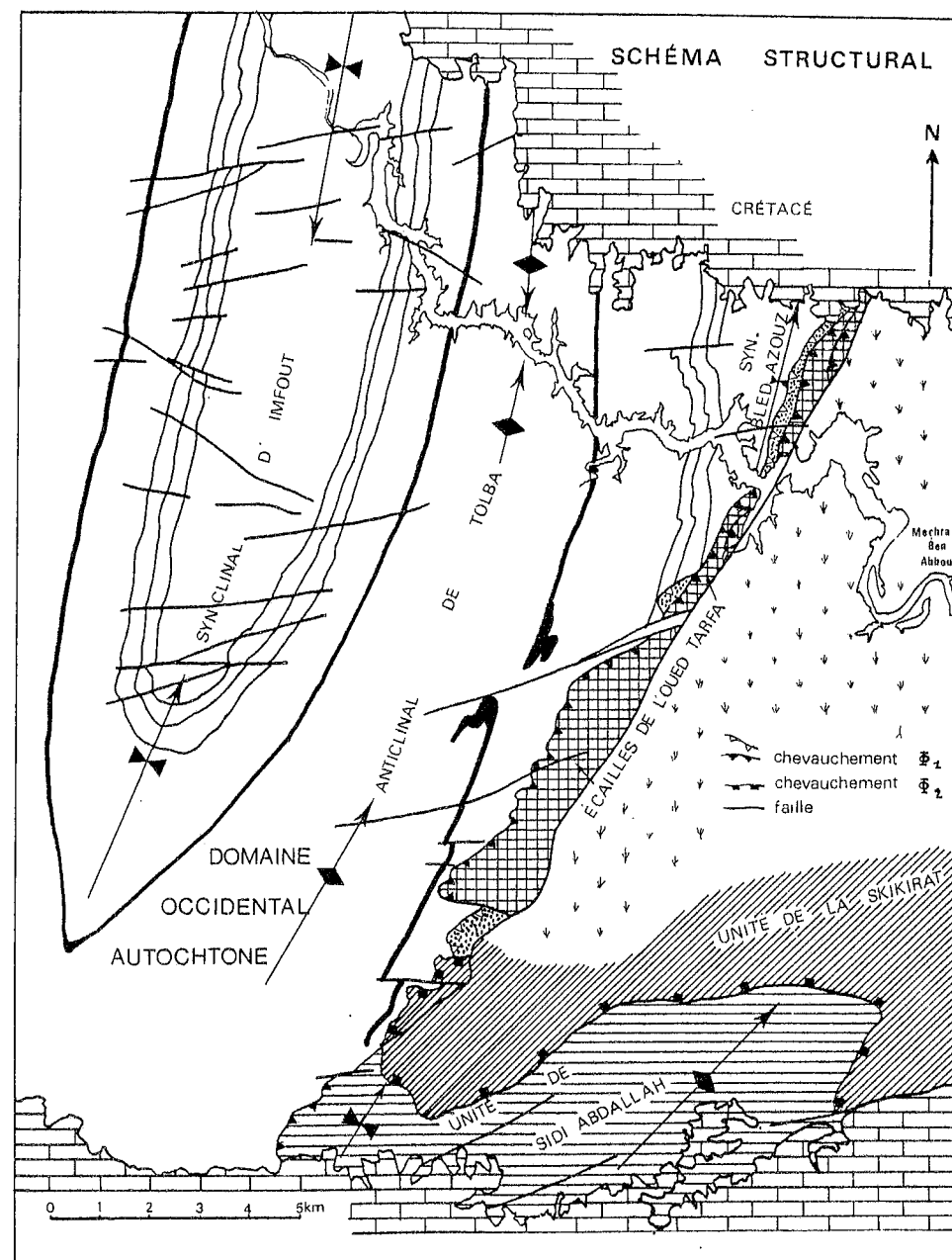


Fig. 4 : SCHEMA STRUCTURAL DE LA PARTIE OUEST DES REHAMNA SEPTENTRIONALES

1 - Le domaine occidental

Le domaine occidental correspond à la partie ouest de la carte. Il est chevauché à l'Est par les écaillles de l'oued Tarfa, l'unité de Sidi Abdallah et l'unité de la Skikirat. Il est formé de roches détritiques paléozoïques, subdivisées en 6 formations lithologiques datées du Cambrien moyen et de l'Arenig, ces dernières n'apparaissant qu'au coeur des synclinaux d'Imfout et de Bled-Azouz. Trois grands plis droits, subméridiens, de demi-longueur d'onde et d'amplitude kilométriques, sont visibles sur la carte : le synclinal d'Imfout à l'Ouest, l'anticlinal de Tolba au centre et le synclinal de Bled-Azouz à l'Est. Les axes de ces plis sont arqués dans les trois dimensions : 20° de variation pour le plongement et 30° pour la direction. La terminaison périscynclinale d'Imfout est bien visible au Sud de cette structure. Elle l'est également au Nord sur photo-satellite. L'anticlinal de Tolba montre un ensellement dans sa partie nord. Des plis

mineurs, parasites, sont visibles sur le flanc oriental de l'anticlinal de Tolba et sur le flanc occidental du synclinal de Bled-Azouz. Le synclinal de Bled-Azouz et l'anticlinal de Tolba sont coupés en sifflet par le contact de chevauchement des écaillles de l'oued Tarfa et de l'unité de Sidi Abdallah. Ce contact désorganise la schistosité de plan axial bien réglée dans les plis du domaine occidental.

2 - Les écaillles de l'oued Tarfa

Les écaillles de l'oued Tarfa affleurent dans une bande de 16 km de long et de 2 km de large, selon une direction moyenne N40°. Elles chevauchent les formations 5, 4 et 3 cambro-ordoviciennes du synclinal de Bled-Azouz et du flanc oriental de l'anticlinal de Tolba appartenant au domaine occidental. Dans la partie nord, les écaillles s'arrêtent contre la faille de l'oued Tarfa, à l'Est, qui les met en contact à l'Est avec les molasses post-orogéniques attribuées à l'Autunien (Tisserand, 1977). Vers le Sud, elles se retrouvent des deux côtés de cette faille dont le jeu paraît moins important qu'au Nord mais, à l'Est, elles disparaissent sous ces mêmes molasses. Le contact de base des écaillles de l'oued Tarfa a un tracé sinueux, sur une topographie peu accentuée, ce qui implique un pendage faible du contact anormal. Trois écaillles ont été individualisées :

- L'écaillle basale, para-autochtone, est constituée de matériel quartzitique cambrien moyen, bien reconnaissable de la formation 4. Elle affleure en rive droite de l'oued Oum-er-Rbia. Deux lambeaux se retrouvent plus au Sud, l'un à 100 m au Nord-Est du point coté 312 El Khenifra, l'autre à 300 m à l'Ouest du point coté 330 Kerkour Sidi Ali, beaucoup plus au Sud.
- La première écaillle allochtone est constituée de matériel silto-psammitique assez comparable à celui de la formation 1 du domaine occidental. Elle affleure depuis Kerkour Sidi Ali, au Sud, jusqu'au Crétacé tabulaire qui limite le massif au Nord.
- La seconde écaillle allochtone est par contre très réduite. Elle n'affleure que dans le Nord du secteur, au Sud de la couverture crétacée et à la confluence des oueds Oum-er-Rbia et Tarfa. Le matériel est gréso-quartzitique.

3 - L'unité de Sidi Abdallah

Cette unité est située dans la partie sud de la carte. Elle affleure sur 12 km selon une direction est-ouest et sur 4 km selon une direction nord-sud. Elle repose à l'Ouest sur la formation 1 de l'anticlinal de Tolba (domaine occidental) par l'intermédiaire d'un contact tectonique sinueux, peu penté à l'Est. Elle disparaît, au Nord, sous les recouvrements quaternaires, à l'Est sous le chevauchement de l'unité de la Skikirat et enfin au Sud sous les terrains crétacés. Cette unité est constituée de 10 formations appartenant à l'Ordovicien probable (siltstones, phyllites, grès et quartzites), au Dévonien daté en partie (conglomérats et grès, siltstones, calcaires) et peut-être au Carbonifère (conglomérats, quartzites). Elle est affectée de plis synschisteux, inclinés à déversés à l'Ouest, de direction N10° à N45°, à axes plongeant au Nord ou au Nord-Est.

La structure interne de l'unité est constituée par l'anticlinorium de demi-longueur d'onde kilométrique de Draa-Guessaa, relayé vers l'Ouest par un synclinorium désorganisé (séries conglomératiques et quartzites dilacérés). A l'Est de l'anticlinorium de Draa-Guessaa, au-dessus des quartzites, se trouve une formation métamorphique, non datée, constituée de conglomérats étirés et de phyllites. Le métamorphisme, peu intense à l'Ouest (séricite naissante), croît vers l'Est pour y atteindre la zone à biotite-muscovite.

L'unité de Sidi Abdallah est découpée par des surfaces de chevauchement qui se sont formées durant deux épisodes de tectonique tangentielle, postérieurement à la schistosité : Φ_1 à déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest et Φ_2 à déplacement principal du Nord vers le Sud. L'existence de mouvements tangentiels précoces, anté-schistosité, est également envisageable.

4 - L'unité de la Skikirat

L'unité de la Skikirat, non métamorphique, est visible dans toute la partie orientale de la carte géologique. Elle affleure en taches (inselbergs) au milieu des formations autuniennes probables et quaternaires. Elle disparaît à l'Est sous les formations hercyniennes de l'unité de la Gada Jenabia et les formations tabulaires du Crétacé. Elle repose par l'intermédiaire d'un contact anormal peu penté, au Sud sur l'unité de Sidi Abdallah, au Sud-Ouest directement sur le domaine occidental et à l'Ouest sur une des écailles de l'oued Tarfa. La dispersion des affleurements et leur faible étendue ne permettent guère de connaître la structure de la partie sud de cette unité, sauf dans le secteur de la Skikirat 397 où une écaille de matériel détritique et calcaire, viséen, est surmontée de matériel gréso-carbonaté daté du Dévonien et conservé en klippes. Dans la région de Mechra-ben-Abbou, par contre, les calcaires du Dévonien moyen sont déformés par des plis de demi-longueur d'onde hectométrique, tronqués par des contacts anormaux peu pentés, sous lesquels sont coincés des lambeaux de matériel carbonifère. Cette unité est affectée de quelques failles tardives, verticales, dont le rejeu principal est normal.

5 - L'unité de la Gada Jenabia

Cette unité est visible dans la partie la plus orientale de la carte géologique. Elle reposerait, par l'intermédiaire d'un contact anormal très peu penté, sur l'unité de la Skikirat. Elle disparaît au Nord, à l'Est et au Sud sous les formations crétacées et quaternaires. Elle est constituée de calcaires, calcarénites, siltstones, argiles et de matériel volcano-sédimentaire datés du Viséen supérieur. Elle fait l'objet d'une étude en cours par F. El Kamel.

Des failles N70° à N90°, N140° et N30° coupent indistinctement les différents ensembles paléozoïques plissés ainsi que les formations post-orogéniques. Les deux familles les plus importantes ont des directions N70° et N30°.

CHAPITRE II

LE DOMAINE OCCIDENTAL

Le domaine occidental correspond à l'ensemble des terrains paléozoïques affleurant dans la moitié occidentale de la carte géologique. Il fait partie de l'unité structurale appelée par les auteurs "môle côtier". Nous préférons le terme de "domaine occidental", moins génétique. Ce domaine est considéré comme autochtone relatif, sa base n'étant pas connue.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

A - COUPES DE REFERENCE

Plusieurs coupes ont été nécessaires pour établir un log général (pl. I). Nous avons défini six formations d'âge cambrien moyen et ordovicien. Afin de faciliter les comparaisons avec le log levé par Allix (1978), les formations ont été numérotées de 1 à 6, notre formation 4 correspondant à la formation 4 El Hank d'Allix. Ces coupes se situent :

- de part et d'autre de l'oued Oum-er-Rbia, sur les deux flancs de l'anticlinal de Tolba, pour les formations 1 à 4 ;
- le long de l'oued Oum-er-Rbia, en aval du barrage d'Imfout, pour les formations 3, 4 et 5 ;
- le long de la route allant du barrage à la maison forestière d'Imfout pour les formations 5 et 6.

Les formations du Précambrien et du Cambrien inférieur n'affleurent pas dans le secteur. Cependant une passée conglomératique intercalée dans la formation 5 fournit quelques renseignements sur le substratum.

B - DESCRIPTION DU LOG TYPE

1 - Formation 1 (> 1300 m)

La formation 1 affleure à la faveur de l'anticlinal de Tolba. Sa base est inconnue. Elle a été divisée en deux membres.

a - membre a (> 850 m)

Il donne une topographie molle, avec des affleurements de mauvaise qualité. Il débute par des siltstones bleus à verts, riches en minéraux noirs, présentant quelques bancs centimétriques à décimétriques de grès fins argileux, verdâtres à la cassure, brun-marron à la patine.

Grès fin argileux (échantillon RAR 830 ; x = 266,3 y = 237,3 ; fig. 5)

Texture : détritique à grains fins disjoints, litage net, stratifications entrecroisées.
 Eléments figurés (72%) : quartz (75%), anguleux, mal roulé, mal calibré (140 à 220 μ) ; feldspath alcalin (7%), très altéré ; petits (85 μ) plagioclases (3%) ; chlorite (10%) en plages fibreuses (200-250 μ).
 Ciment (28%) : amas micacés indifférenciables et séricite. Les rayons X indiquent de l'illite et de la séricite.

Grès très fin argileux (échantillon RAR 978 ; x = 264,3 y = 228,8 ; fig. 6)

Texture : détritique, fine, litée.
 Eléments figurés (75%) : quartz (70%), anguleux, non jointifs (100 μ) ; feldspaths alcalins (10%) ; plagioclases (25 μ), bien roulés ; chlorites (100 à 200 μ) ; muscovites feuilletées (100 μ), peu abondantes, légèrement obliques sur le litage.
 Ciment (25%) : matrice fine, sériciteuse.

Au-dessus viennent des siltstones verdâtres à rouges, renfermant quelques petits niveaux de grès feldspathiques gris-bleuté à débit en boule.

Grès feldspathique fin (échantillon RAR 915 ; x = 266 y = 232,7)

Texture : détritique à grains anguleux non jointifs.

Éléments figurés (68%) : feldspaths (140 μ) alcalins altérés (10%) ; plagioclases de 20 μ (12%) ; quartz anguleux (200 μ), jamais jointifs (72%) ; biotites détritiques altérées en chlorite (5%) ; tourmalines noires (1%) en baguettes allongées.

Ciment (32%) : matrice argileuse, sériciteuse.

La stratification est soulignée, à l'approche du membre 1, par des variations de granulométrie et de teinte liées à une augmentation de la teneur en minéraux noirs.

b - membre b (≥ 450 m)

Le membre b est constitué par une alternance de niveaux gréseux et grés-argileux. Les stratifications obliques sont soulignées par de fortes concentrations de minéraux noirs (oxydes et hydroxydes).

Ce membre renferme des siltstones où vient s'intercaler une barre de grès grossier.

Dans le flanc oriental de l'anticlinal de Tolba, une barre de grès très grossier est interstratifiée dans les grès et siltstones du membre b. Cette barre s'observe sur la rive droite de l'oued Oum-er-Rbia, où elle forme entre l'oued et le plateau crétacé du Nord une ligne de crête continue de 3 km de long et de 50 à 80 m de large. Elle réapparaît au Sud-Ouest du Guelb-es-Sema sur environ 2 km mais avec une largeur d'affleurement de 250 m environ. Sur le terrain cette barre surmonte 1 m de siltstones sombres.

D'abord formé par des alternances de matériel très grossier en lits de 3 à 4 cm et de matériel fin en lits de 1,5 cm, le faciès de cette barre devient ensuite homogène, grossier, avec localement quelques récurrences de matériel fin. L'érosion différentielle donne des cannelures sur les plans perpendiculaires à la stratification quand les pendages sont forts.

Cette barre n'est pas continue, comme le montre la carte géologique. Sur la rive gauche de l'oued (x = 267,1 y = 233) elle passe, en 50 m, de grès très grossiers à des grès très fins, verdâtres, en bancs de 50 cm au maximum, puis disparaît complètement dans les siltstones.

Grès très grossier (échantillon RAR 999 ; x = 263,9 y = 227 ; fig. 7)

Texture : détritique, grains isolés, jamais imbriqués, dans une matrice argileuse peu abondante.

Éléments figurés (85%) : quartz (70%), isodiamétriques, très bon arrondi 500 à 200 μ ; microgalets de quartzite (15%), présentant exactement les mêmes caractères que les grains de quartz ; tourmaline et sphènes rares.

Ciment : peu abondant (15%), séricite, muscovite, quartz et feldspath alcalin.

Déformation : la déformation plastique est forte, marquée par l'apparition de parois de dislocation (lumière polarisée, analysée avec une lame auxiliaire quart-d'onde). Les grains ont donc subi, sous faible température, une réorientation préférentielle de leur réseau cristallin.

c - âge de la formation 1

Dans les siltstones de notre formation 1, à l'Ouest du synclinal d'Imfout, Gigout (1951) a trouvé un gisement de fossiles (voir annexe I, gisement 44) qui lui permet de proposer un âge *cambrien moyen*, âge que reprend Destombes (1971).

2 - Formation 2 (90 m)

La formation 2 est facilement repérable, tant sur carte que sur photographies aériennes, par la ligne de crête que forment les grès qui la constituent.

a - description

La formation débute par une barre de grès calcaireux, gris foncé à verdâtre, de 3 à 8 m d'épaisseur, en bancs de 20 à 30 cm, affleurant mal. Puis viennent 40 à 50 m de grès

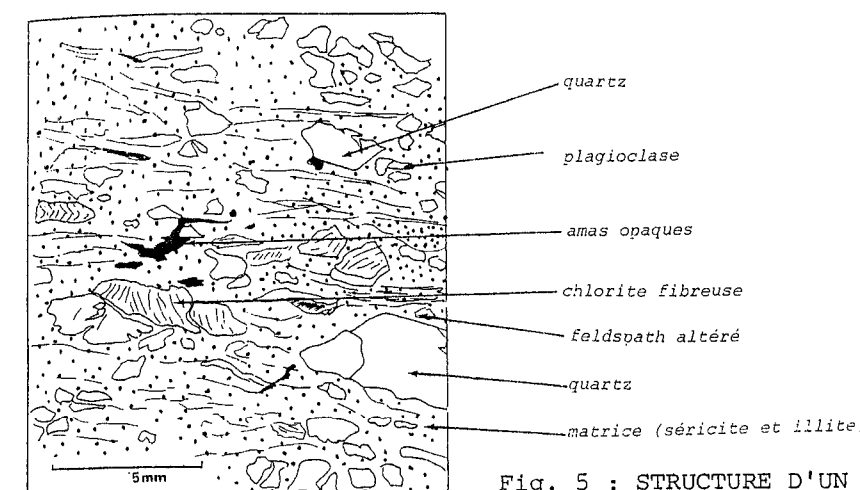


Fig. 5 : STRUCTURE D'UN GRES FIN ARGILEUX, DU MEMBRE a DE LA FORMATION 1 (Echantillon RAR 830 ; x = 266,3 y = 237,3) montrant des quartz anguleux à mal roulés et des chlorites fibreuses isolés dans un ciment micacé.

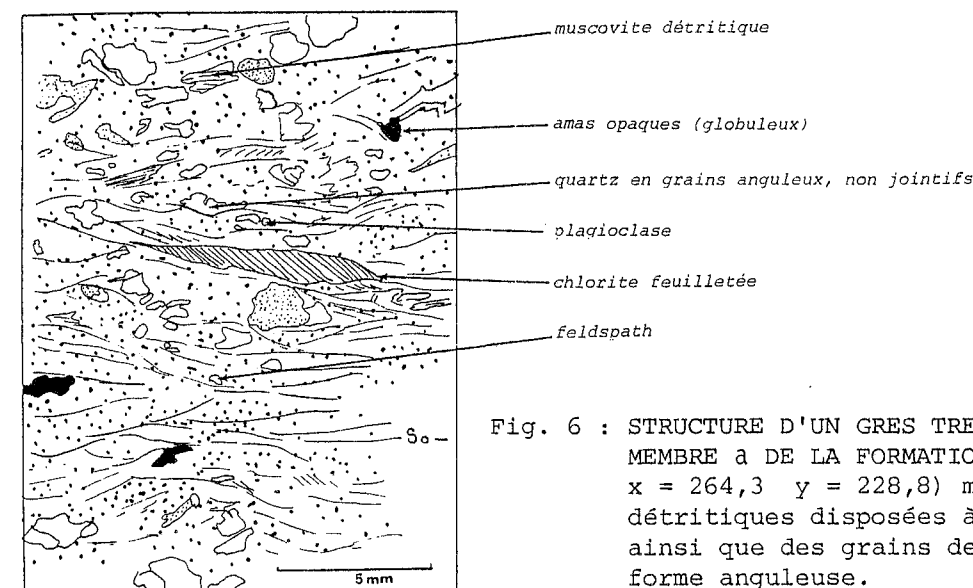


Fig. 6 : STRUCTURE D'UN GRES TRES FIN, ARGILEUX, DU MEMBRE a DE LA FORMATION 1 (Echantillon RAR 978 ; x = 264,3 y = 228,8) montrant de grandes chlorites détritiques disposées à plat dans la stratification, ainsi que des grains de quartz et de feldspath de forme anguleuse.

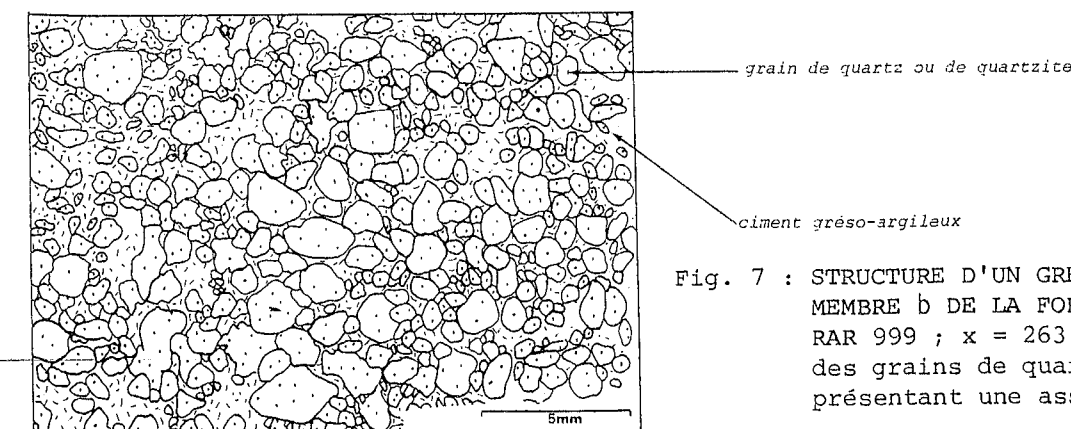


Fig. 7 : STRUCTURE D'UN GRES TRES GROSSIER DU MEMBRE b DE LA FORMATION 1 (Echantillon RAR 999 ; x = 263,9 y = 227) montrant des grains de quartz et de quartzite présentant une assez bonne sphéricité.

fins, en plaquettes, gris-vert clair, riches en petits micas flottés et en pyrite et une barre de grès-quartzite rose, de 20 à 35 m d'épaisseur, en bancs de 50 cm à 1 m. Ce grès-quartzite présente de très nombreuses stratifications obliques, soulignées par la disposition des minéraux ferrugineux et par un granoclassement vertical. Les surfaces des bancs sont régulières.

Sur le flanc ouest du synclinal d'Imfout, Allix (1978) a estimé l'épaisseur de cette formation à 139 m. Il y a reconnu deux barres, l'une gréseuse, l'autre quartzitique. Si les faciès de cette formation sont semblables dans les deux flancs, il existe cependant une forte variation d'épaisseur entre celle proposée par Allix à l'Ouest (139 m) et celle du flanc est du synclinal d'Imfout (80 à 90 m).

b - âge de la formation 2

Cette formation, comme la formation 1, est attribuée par Gigout (1951) et Destombes (1971) au Cambrien moyen du fait qu'elle est encadrée par des gisements de cet âge dans les formations 1 et 4.

3 - Formation 3 (905 m)

Cette formation comprise entre deux barres gréseuses dures (F.2 et F.4), correspond dans la topographie à une succession de petites buttes et dépressions.

a - description des faciès

Immédiatement au-dessus des grès-quartzites roses sommitaux de la formation 2 se développent des psammites puis une alternance métrique à décamétrique de psammites et de siltstones (fig. 8). Les psammites renferment fréquemment des minéraux sombres à vert bouteille. Le sommet, par contre, s'enrichit considérablement en micas blancs flottés, de petite taille (muscovite). Les siltstones argileux et les grès très fins, violets à la base de la séquence, deviennent vert clair à bleutés au sommet. Ils renferment quelques traces de bioturbation.

Siltstone argileux (échantillon RAR 391 ; x = 269,4 y = 231,8)

Texture : grains détritiques, isolés, orientés selon la stratification, dans un ciment argileux.
 Éléments figurés (50%) : quartz (70%) ; anguleux, isolés (35 à 50 μ), parfois engrenés (dissolution et nourrissage) quand la matrice est peu abondante ; plagioclases (10%) anguleux (15 μ) ; feldspath alcalin ; tourmaline ; oxyde de fer ; petites muscovites (5%).
 Ciment (50%) : argilo-ferrugineux.

Les psammites, gris-brun à verts ou roux, montrent un litage bien souligné par des lits centimétriques de couleurs différentes.

Grès très fin (échantillon RAR 858 ; x = 268,4 y = 236,1 ; fig. 9 et 10)

Texture : détritique fine, montrant une alternance de lits quartzeux et quartzo-sériciteux.
 Éléments figurés : quartz anguleux (90 μ) présentant un nourrissage avec début de suturation ; plagioclases peu abondants, en grains ronds (50 à 70 μ) ; feldspath alcalin damouritisé ; chlorite provenant de l'altération de biotite ; muscovites détritiques (100 μ), pliées et cassées, disposées selon la stratification.
 Matrice : fine, sériciteuse, riche en opaques.
 Déformation : la schistosité (S_1) est fruste, en queue de cheval.

Psammite - grès très fin (échantillon RAR 235 ; x = 269,5 y = 235 ; fig. 11)

Texture : détritique fine, montrant une alternance de lits gréseux et argileux.
 Éléments figurés (78%) : quartz (60%), anguleux à mal roulés (70 μ) ; plagioclases altérés (8%) ; muscovites en paillettes (50 x 20 μ) disposées à plat dans la stratification (18%) ; agrégats d'opaques (10%).
 Ciment : argileux, fin.
 Déformation : présence d'une schistosité (S_1) naissante, très fruste, mieux exprimée dans les lits argileux.

b - âge de la formation 3

Non datée paléontologiquement mais surmontée par la formation 4 datée du Cambrien moyen, elle est attribuée par Gigout (1951) et Destombes (1971), elle aussi, au Cambrien moyen.

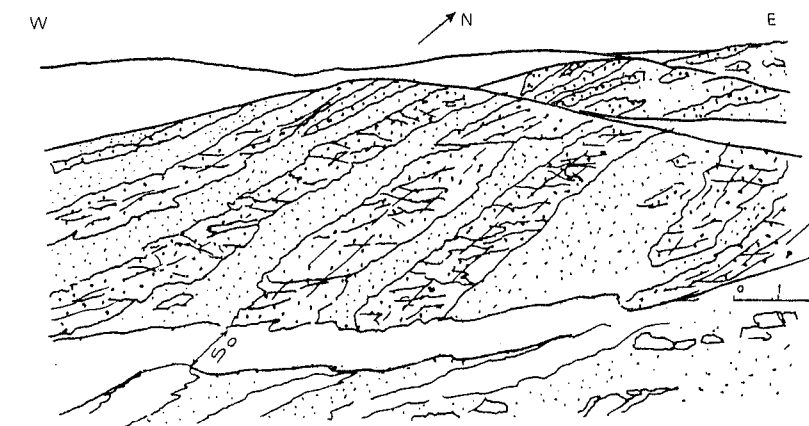


Fig. 8 : ASPECT TYPIQUE DE LA FORMATION 3 A L'AFFLEUREMENT, AU SUD-OUEST DE BDAOUA : alternance décimétrique de psammites et de siltstones.

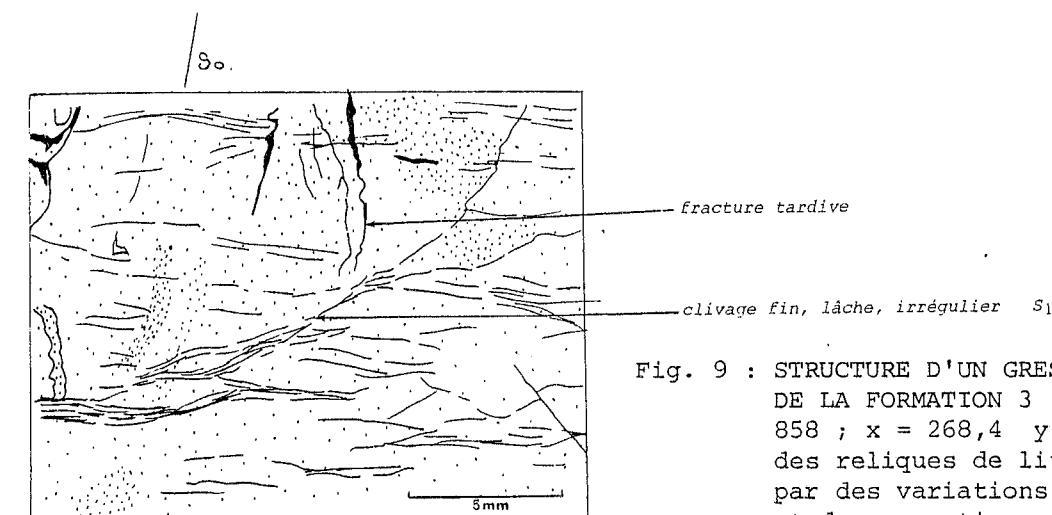


Fig. 9 : STRUCTURE D'UN GRES TRES FIN, MICACE, DE LA FORMATION 3 (Echantillon RAR 858 ; x = 268,4 y = 236,1) montrant des reliques de litage S_0 soulignées par des variations de granulométrie et de proportion en grains de quartz, ainsi qu'une schistosité S_1 , fruste, en queue de cheval, nettement oblique sur la stratification.

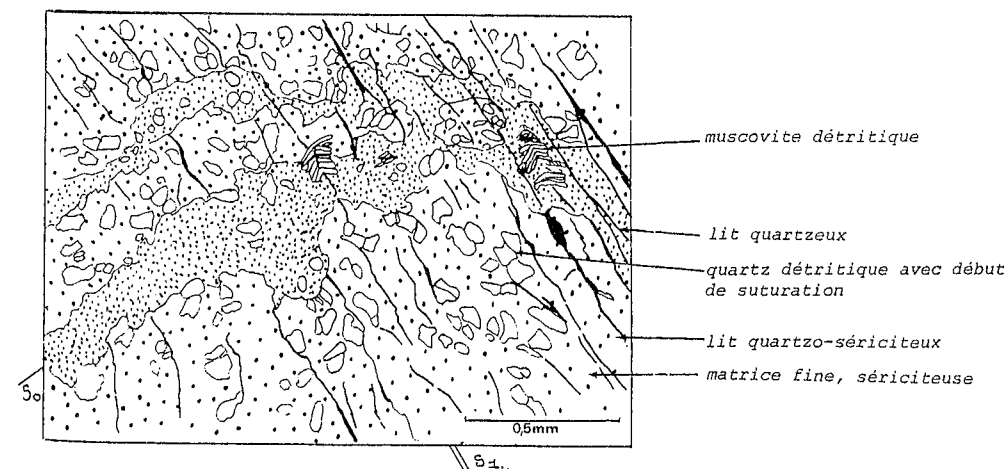


Fig. 10 : DETAIL DE LA FIGURE 9 montrant la schistosité S_1 , fruste, non parfaitement plane ; entre les microlithons, les muscovites détritiques sont pliées ; la stratification S_0 est marquée par l'alternance de lits quartzeux et quartzo-sériciteux.

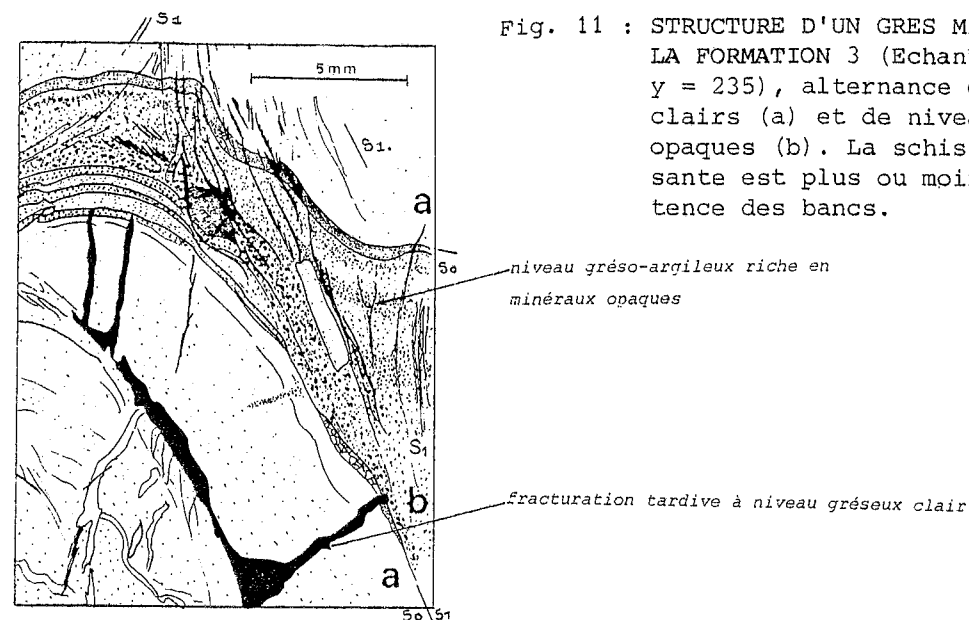


Fig. 11 : STRUCTURE D'UN GRES MICACE TRES FIN (PSAMMITE) DE LA FORMATION 3 (Echantillon RAR 235 ; $x = 269,5$ $y = 235$), alternance de niveaux gréseux très fins clairs (a) et de niveaux argilo-gréseux riches en opaques (b). La schistosité S_1 de fracture naissante est plus ou moins réfractée selon la compacité des bancs.

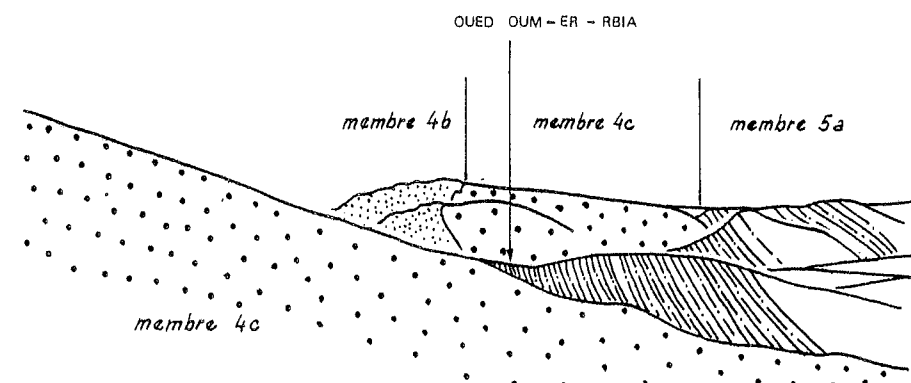


Fig. 12 : VUE DES FORMATIONS 4 ET 5 DU FLANC OUEST DU SYNCLINAL D'IMFOUT, de part et d'autre de l'Oued Oum-er-Rbia. Panorama vers le Nord depuis le point $x = 261,5$ $y = 240,5$.

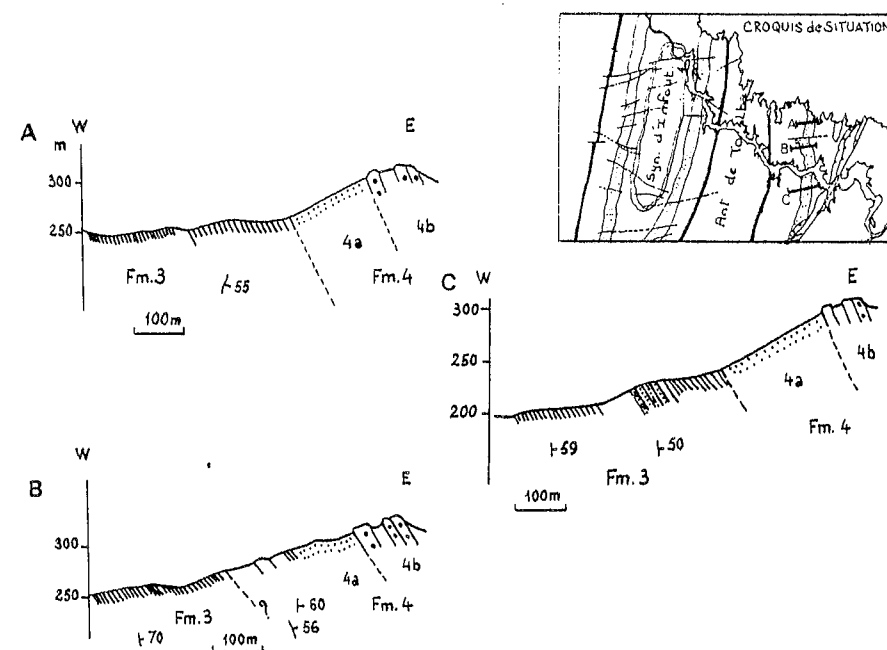


Fig. 13 : COUPES DANS LES FORMATIONS 3 ET 4 DU FLANC OUEST DU SYNCLINAL DE BLED-AZOUZ

4 - Formation 4 (425 m) : grès d'El Hank

Cette formation est divisée en trois membres. Les deux membres supérieurs constituent un excellent repère : une première barre, claire, composée de deux niveaux en relief séparés par une légère dépression et une seconde barre sombre, affleurant mal et donnant une topographie molle (fig. 12).

a - membre a (145 m)

Il débute (fig. 13) par un grès argileux, fin, verdâtre, à patine brune, pauvre en micas flottés, renfermant quelques passées psammitiques vertes. Ce membre se poursuit par des psammites vertes à taches brun-jaune et des grès fins en plaquettes centimétriques à décimétriques, à miches carbonatées. Allix (1978) signale, au sommet de ce membre, un lit lumachellique à brachiopodes, de 10 à 20 cm d'épaisseur, qui n'a pas été observé ailleurs dans les Rehamna septentrionales. La polarité est soulignée par des traces rappelant des scolithes (fig. 14).



Fig. 14 : SCOLITHES DANS DES GRES DU MEMBRE a DE LA FORMATION 4. Noter la présence de nombreuses fractures tardives.

b - membre b (80 m)

Ce membre se compose de deux barres de quartzite (20 et 28 m) en bancs métriques, à surfaces de stratification irrégulières, séparées par des grès-quartzites. Les joints entre les bancs sont argilo-gréseux, fréquemment altérés, à granulométrie variable, et renferment quelques dragées de quartz millimétriques. Dans les bancs, la stratification est soulignée par de petites variations granulométriques, les niveaux grossiers étant plus altérés que les niveaux fins. Certaines figures, visibles dans la stratification, indiquent la présence de scolithes.

c - membre c (200 m)

Il débute par des grès-quartzites sombres, à patine rose, riches en micas flottés et en grains de feldspath millimétriques très altérés. L'érosion donne à l'affleurement un aspect lisse, mat, aux formes arrondies. Les bancs, d'épaisseur décimétrique, sont irréguliers et se débitent en plaques centimétriques.

Ces grès-quartzites passent à des grès grossiers, sombres, micacés et feldspathiques,

à patine noire et à cassure rouge foncé. Le litage est souligné par des niveaux plus sombres à taches noires. Au-dessus, s'observe un grès feldspathique micacé, verdâtre, à pyrite de fer en cristaux millimétriques à centimétriques. Ces grès se débitent selon un litage centimétrique.

La granulométrie est fine mais les feldspaths, en taches blanc-rose, sont bien visibles à l'œil nu.

Le membre se termine par un grès-quartzite pyriteux, vert foncé, à miches carbonatées centimétriques. Ce grès-quartzite présente des stratifications entrecroisées et des ripple-marks. Sur le flanc oriental du synclinal d'Imfout, en rive droite de l'oued Oumer-Rbia ($x = 264,6$ $y = 238,7$), ce grès-quartzite renferme un niveau sombre consistant en une alternance de lits de quartzites clairs et sombres montrant à la base des bancs des boursouflures plus ou moins ovoïdes, hématitiques, d'épaisseur centimétrique (fig. 15), pouvant correspondre à des figures de charge.

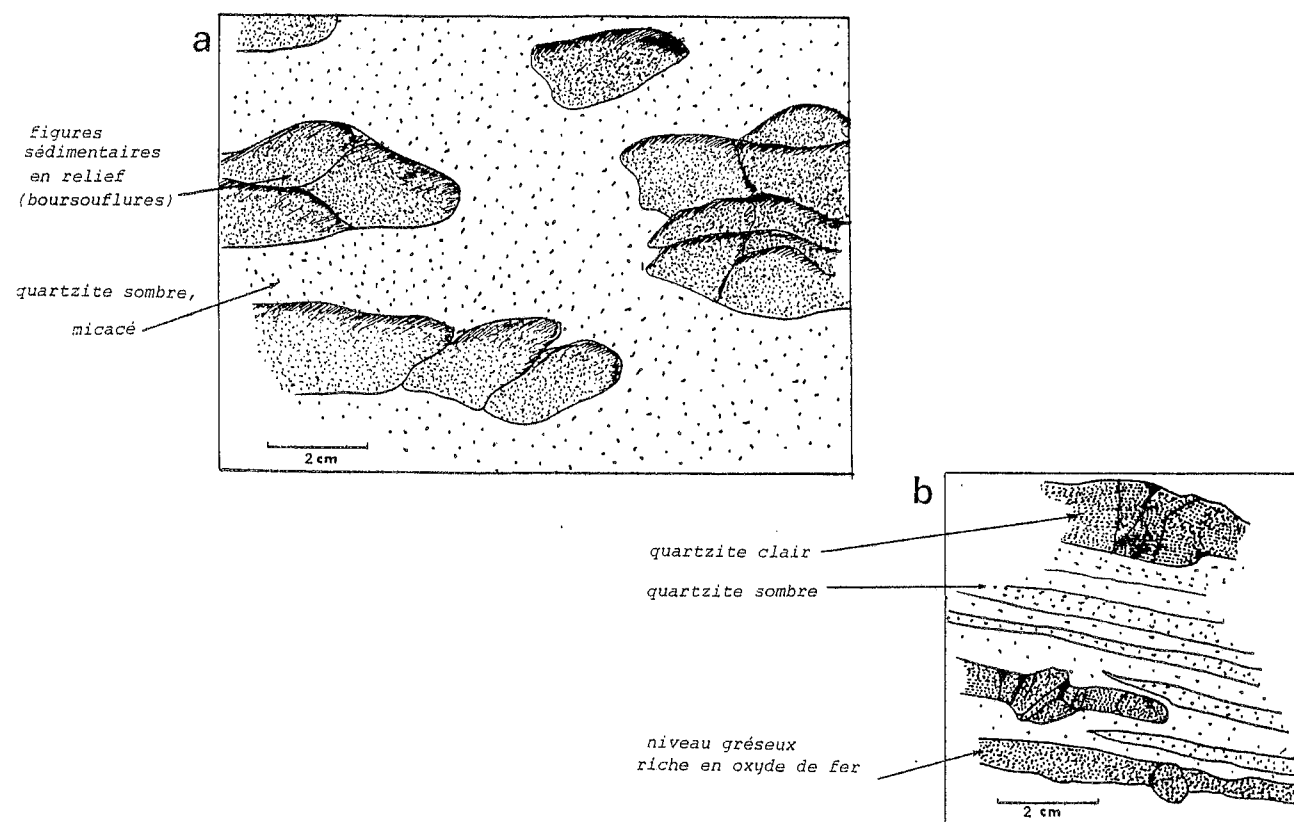


Fig. 15 : SECTIONS POLIES D'UN GRÈS FERRUGINEUX DU MEMBRE C DE LA FORMATION 4 (Echantillon RAR 148b provenant du flanc oriental du synclinal d'Imfout). a : section selon le plan de stratification (base de banc non vue dessous) ; b : section perpendiculaire à la stratification.

Grès fin à moyen hématitique (échantillon RAR 148 bis ; $x = 264,6$ $y = 238,7$)

Texture : détritique, alternance de niveaux gréseux plus ou moins riches en minéraux opaques.
 Eléments figurés (70%) : quartz de grande taille (0,2 à 0,5 mm), suturés (dissolution-nourrissage) (80%) ; muscovites détritiques déformées (5%) ; plagioclases non altérés (5%) ; zircons ; tourmalines fracturées ; pyrite de fer.
 Matrice (30%) : argileuse, à aspect vermiculé, pouvant provenir partiellement de l'altération de feldspath alcalin.

Les rayons X effectués sur les différentes parties de la roche montrent :

- pour les figures sédimentaires boursoufflées : illite, feldspath, quartz, hématite ;
- pour les niveaux sombres : illite, feldspath, quartz, hématite, argile ;
- pour le reste de la roche : feldspath, quartz, hématite, argile.

Des analyses chimiques de teneur en Fe_2O_3 , FeO et Fe_2O_3 total montrent de fortes variations de concentration entre différents affleurements.

d - conditions de dépôt

Les structures entrecroisées et les figures de charge indiquent un dépôt sous-aquatique. L'existence d'un lit lumachellique à brachiopodes signalé par Allix (1978) ainsi que la présence de scolithes soulignent le caractère marin des membres a et b. La teneur élevée en fer est peut-être l'indice d'une diminution de l'épaisseur d'eau lors de la sédimentation du membre c.

e - âge de la formation 4

Dans la région de Casablanca, Lecointre (in Gigout, 1951) range la formation 4 El Hank dans l'Acadien (Cambrien moyen). Gigout (1951) préfère une attribution moins précise (Cambrien moyen - Arenig moyen). Enfin Destombes (1971) garde cette attribution.

5 - Formation 5 (495 m)

Composée de siltstones et de psammites, cette formation donne une topographie molle, en dépression. Elle est subdivisée en deux membres (fig. 16).

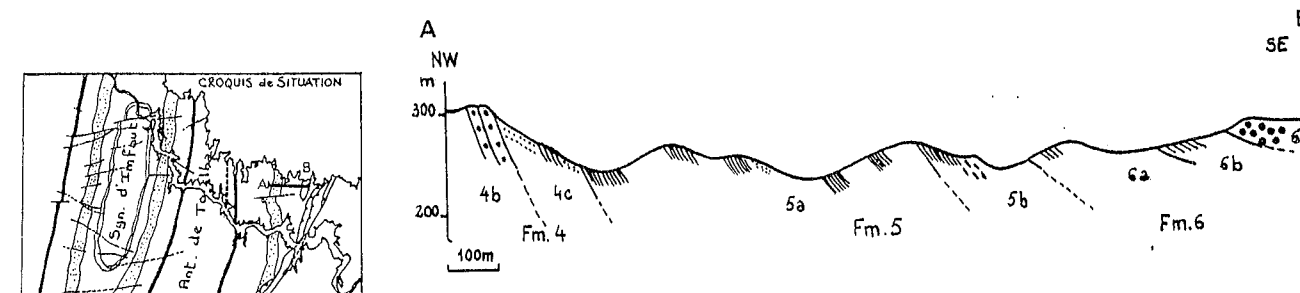


Fig. 16 : COUPE DANS LES FORMATIONS 4 à 6 DU FLANC OUEST DU SYNCLINAL DE BLED-AZOUZ. La formation est caractérisée dans la topographie par une succession de buttes et dépressions molles.

a - membre a (425 m)

Ce membre débute par des argilites silteuses, micacées, brun-jaune, en bancs centimétriques à décimétriques, à stratifications obliques mal discernables. Le litage, millimétrique, est souligné par des variations brutales de teintes. La surface des bancs, régulière, est mouchetée de petites paillettes de micas flottés.

Siltstone argileux verdâtre (échantillon RAR 96 ; $x = 259,9$ $y = 240$) ; fig. 17)

Texture : détritique fine, avec alternance de niveaux clairs et sombres.
 Eléments figurés (50%) : quartz (80%) en grains de 30 à 50 μ , disséminés dans la matrice, localement jointifs ; muscovites (20%), disposées à plat dans la stratification.
 Matrice (50%) : silteuse, riche en minéraux opaques, avec granoclassement léger dans la classe du silt.

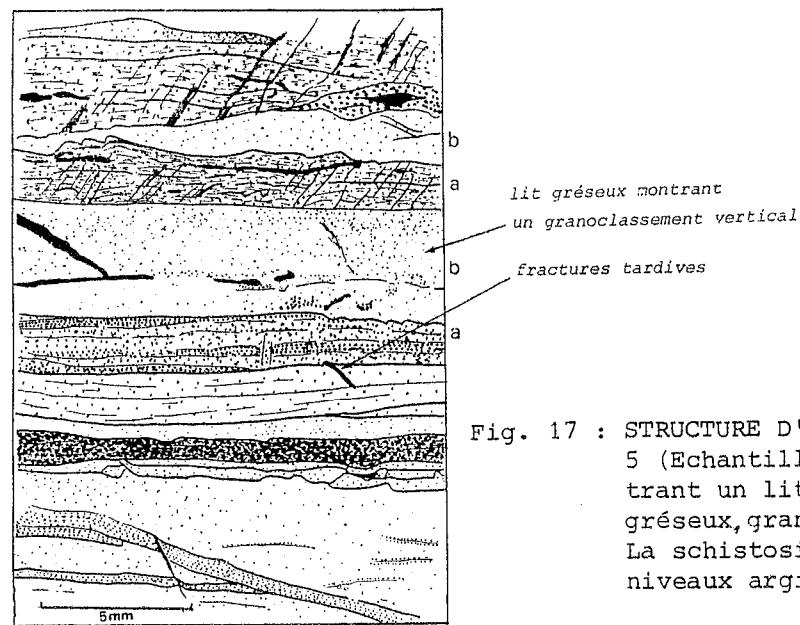


Fig. 17 : STRUCTURE D'UN SILTSTONE ARGILEUX DE LA FORMATION 5 (Echantillon RAR 96 ; $x = 259,9$ $y = 240$) montrant un litage millimétrique : lit argileux (a), gréseux, granoclassé (b) ; stratifications obliques. La schistosité S_1 fruste n'apparaît que dans les niveaux argileux.

Plus haut, le membre devient rougeâtre. Le débit centimétrique est régulier, les micas abondants.

Siltstone argileux rougeâtre (échantillon RAR 97 ; $x = 261$ $y = 238,9$)

Texture : détritique fine.
Éléments figurés (60%) : quartz (30 à 70 μ) à grains jointifs et à contacts suturés (60%) ; muscovites (30 μ) détritiques (40%), disposées dans le plan de stratification.
Matrice (40%) : argileuse, fine.

Au sommet, le membre a s'enrichit en éléments détritiques plus grossiers, conduisant à l'apparition de petits bancs gréso-argileux gris foncé, au sein de siltstones fins, micacés, gris clair. Ce matériel renferme de rares galets millimétriques à centimétriques gréseux, rouges, allongés en forme de cigares. Viennent ensuite des siltstones à ciment argilo-carbonaté et des grès très fins.

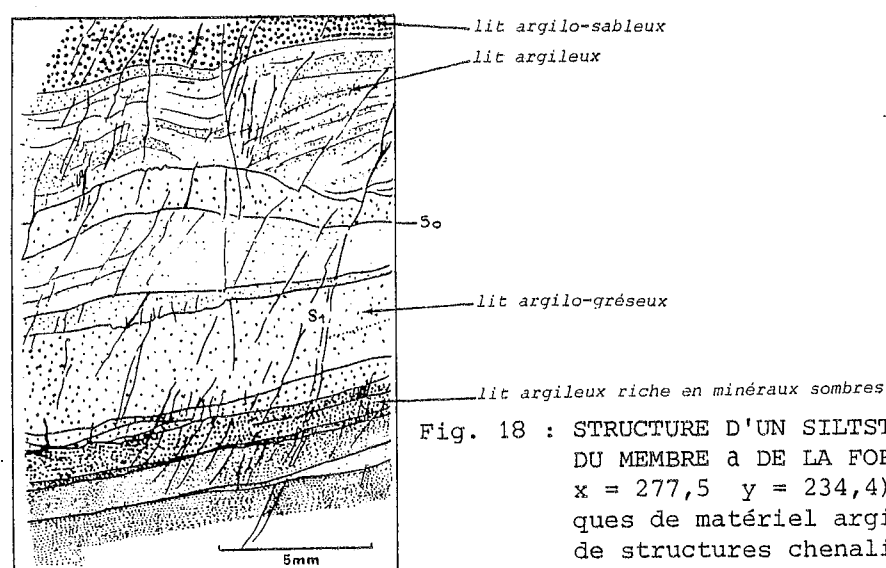


Fig. 18 : STRUCTURE D'UN SILTSTONE A CIMENT ARGILO-CARBONATE DU MEMBRE a DE LA FORMATION 5 (Echantillon RAR 225 ; $x = 277,5$ $y = 234,4$) montrant des lits millimétriques de matériel argilo-gréseux. Noter la présence de structures chenalisantes et de stratifications obliques dans la partie supérieure de la figure. La schistosité S_1 de fracture est bien marquée, mais sans recristallisation.

Siltstone à ciment argilo-calcaire (échantillon RAR 225 ; $x = 277,5$ $y = 234,4$; fig. 18)

Texture : roche détritique fine.
Éléments figurés (50%) : quartz (40%) en grains mal roulés à subanguleux (30 à 40 μ) ; granules de minéraux opaques concentrés dans les niveaux sombres (10%) ; muscovites (20 μ) et chlorites (30 μ) détritiques (30%) ; plagioclases et feldspath alcalin (5%) ; tourmaline ; zircon ; calcite recristallisée (80 μ) dans les fractures.
Matrice : fine argilo-carbonatée.

Grès très fin argileux (échantillon RAR 158 ; $x = 271,2$ $y = 235,9$)

Texture : détritique, à grain très fin.
Éléments figurés (80%) : quartz (80 à 140 μ) engrenés quand la matrice est peu abondante (40%) ; quartz (80 μ) isolés et anguleux quand la matrice est abondante (40%) ; muscovites détritiques (100 μ) ; tourmaline ; chlorites détritiques mais provenant également de l'altération des biotites ; biotites détritiques reliques (20 μ).
Matrice (20%) : fine, argileuse, aspect vermiculé. Remplissage de fracture par des minéraux opaques à allure filamenteuse.

Le long de l'oued Oum-er-Rbia, en aval du barrage, sur le flanc ouest du synclinal d'Imfout ($x = 261,8$ $y = 240,9$), le membre a contient un conglomérat polygénique lenticulaire dont l'épaisseur normale est de 27 m. Il est situé à 143 m sous la base de la formation 6. Il est constitué de galets de 1 à 10 cm de : calcaires gris, quartzites bruns et blancs et psammites. Les galets sont isolés dans la matrice. Ils sont fréquemment à plat dans le plan de stratification mais cependant certains d'entre eux lui sont fortement obliques. Aucun autre affleurement de conglomérat, au sein de la formation 5, n'est connu dans le massif des Rehamna.

Conglomérat à ciment silteux (échantillon RAR 88 ; $x = 261,8$ $y = 240,9$; fig. 19)

Nature des galets : calcaires oolithiques ; quartzites ; quartz anguleux de petite taille ; volcanites ; psammites ; schistes métamorphiques.
Matrice : fine, silteuse, calcite à aspect en feston.

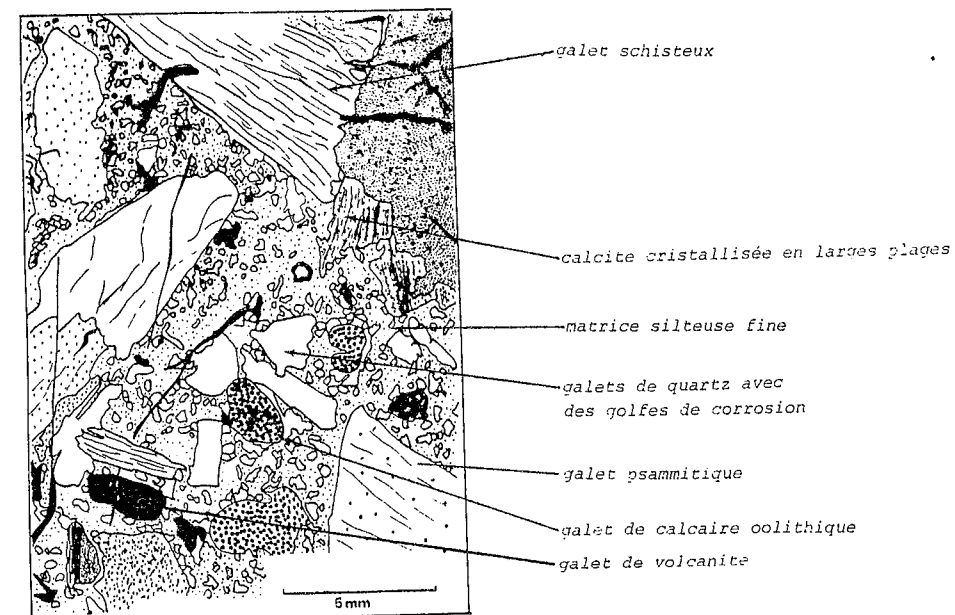


Fig. 19 : STRUCTURE D'UN CONGLOMERAT POLYGENIQUE A GALETS DE SEDIMENTAIRE ET DE METAMORPHIQUE, HETEROGRANULAIRE, A MATRICE SILTEUSE, DE LA FORMATION 5 du flanc ouest du synclinal d'Imfout (Echantillon RAR 88 ; $x = 261,8$ $y = 240,9$)

b - membre b (70 m)

Le passage d'un membre à l'autre est progressif ; cependant la teneur en éléments détritiques grossiers et l'apparition de galets silteux centimétriques à décimétriques pouvant renfermer des fossiles, conduit à individualiser ce deuxième membre. Il est constitué de siltstones vert foncé, de grès clairs et de psammites à rubanements peu nets. Les niveaux de grès fin, assez fréquents, sont brun clair, micacés, en bancs de 10 à 15 cm d'épaisseur et passent progressivement à des psammites vert-jaune à brun clair. La limite supérieure de la formation a été définie par Destombes (1971). Elle se situe au droit de trois petits bancs de grès fin séparés par des siltstones argileux, plus ou moins gréseux. Pour être plus précis, nous l'avons placée au-dessus de la troisième barre (fig. 20).

Siltstone argileux (échantillon RAR 110a ; x = 261,6 y = 240,5)

Texture : détritique fine, alternance de niveaux fins et de niveaux à grains de quartz.
 Eléments figurés (60%) : quartz (45μ) isolé dans la matrice (90%) ; plagioclases (30μ) ; tourmalines très anguleuses ; muscovites (20μ).
 Matrice (40%) : argile à biréfringence faible (kaolinite ?)

Grès fin à très fin (échantillon RAR 110b ; x = 261,6 y = 240,5)

Texture : détritique fine.
 Eléments figurés (80%) : quartz (75%), jointifs (70 à 140μ), à contacts suturés (silicification secondaire), ou isolés dans la matrice ; muscovites (30 à 150μ) détritiques, de taille variable (10%) ; tourmalines arrondies ; opaques ; biotites en voie de chloritisation ; carbonate.
 Matrice (20%) : argileuse, fine, à muscovite.

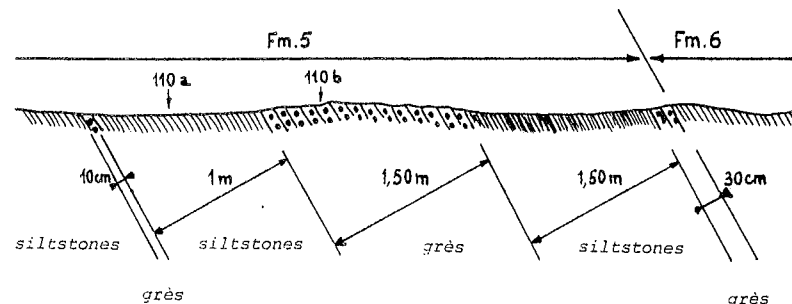


Fig. 20 : POSITION RETENUE POUR LA LIMITE ENTRE LES FORMATIONS 5 ET 6 AU TOIT DE LA 3e BARRE DE GRES FIN. Flanc ouest du synclinal d'Imfout, à proximité de la maison forestière (x = 261,8 y = 240,2)

c - Origine du matériel conglomératique et conditions de dépôt

Le matériel des galets de volcanites pourrait être rapproché des rhyolites attribuées au Cambrien inférieur dans la région d'El Jadida (Yovanovitch et Frey, 1934 ; Gigout, 1951 ; Cornée et al., à paraître). Les galets de calcaire pourraient correspondre aux dolomies du Cambrien inférieur d'El Jadida ou aux calcaires cambriens inférieurs des Rehamna méridionales (Guézou et Michard, 1976). Ces galets ne montrent ni déformation ni métamorphisme antérieurs à leur dépôt. Les galets de roches métamorphiques proviennent d'un domaine vraisemblablement constitué de terrains précambriens. Ces régions devaient donc être émergées pendant la sédimentation de la formation 5.

La présence de graptolites indique que les sédiments de la formation 5 sont marins.

d - âge de la formation 5

Le gisement décrit par Gigout (1951), en bordure de la piste Imfout-Boulaouane, donne un âge llandeilo (voir annexe I, gisement 12). Les deux gisements que nous avons trouvés (voir annexe I, gisement 93 et 94) ont permis à Destombes et Willefert de proposer un âge arenig c'est-à-dire légèrement plus ancien que celui donné par Gigout dont le gisement est d'ailleurs situé plus haut dans la série.

Destombes (1971) tout comme Gigout (1955) situe la limite Cambrien-Ordovicien au toit de la formation 4 El Hank, la lacune du Cambrien supérieur étant expliquée par l'existence probable d'une période d'émersion. Il semble cependant que cette lacune du Cambrien supérieur ne soit pas prouvée. En effet, les fossiles qui datent la formation 5 ont été trouvés dans la partie moyenne de celle-ci.

6 - Formation 6 (> 360 m)

La formation 6 affleure dans le coeur du synclinal d'Imfout et se manifeste dans la topographie par une alternance de barres dures, en relief, et de niveaux tendres, en dépression. Cette formation a pu de ce fait être divisée en 5 membres.

a - membre a (50 m)

Il est constitué de grès versicolores, localement lie de vin, en bancs de 10 à 25 cm, pouvant atteindre 1 m. Les micas flottés y sont abondants. Ces grès alternent avec des psammites verdâtres et quelques rares niveaux de siltstones. Dans les psammites, les plans de stratification sont souvent obliques.

Grès très fin à ciment d'argile (échantillon RAR 112 ; x = 261,7 y = 240,3)

Texture : détritique, grains jointifs et engrenés.
 Eléments figurés (30%) : quartz (100μ) subanguleux ; fréquemment suturé (60%) ; quartz polycristallin (20%) ; tourmaline arrondie ; muscovite détritique (60μ) ; oxyde de fer.
 Matrice : argileuse (séricite), fine à très fine.

Quartzite (échantillon RAR 120 ; x = 261,9 y = 240,2)

Texture : quartzitique fine à grains bien suturés.
 Eléments figurés (75%) : quartz (80%), en grains suturés (silicification secondaire) ; muscovites détritiques ; tourmalines en prisme ; plagioclases peu abondants ; opaques et éventuellement microfossiles (?).
 Matrice (25%) : quartzo-sériciteuse ; oxyde de fer.

Ce membre renferme des bancs de grès-quartzite blanc à taches noires. Allix (1978) y a trouvé des brachiopodes. Il existe également des nodules phosphatés et quartzeux, noirs, centimétriques.

Grès-micacé à ciment calcaire et nodules phosphatés (échantillon RAR 64 ; x = 262,6 y = 239,9)

Texture : détritique, renfermant des nodules centimétriques.
 Nodules sombres : apatite en baguettes parallèles ; quartz ; séricite. Le litage apparent semble correspondre à une schistosité naissante.
 Nodules clairs : quartz ; carbonate très chargé d'impuretés ; séricite ; muscovites détritiques. La stratification est soulignée par des lits quartzeux coupés en bordure du nodule (couche remaniée).
 Matrice : grès à quartz anguleux noyé dans de la calcite ; muscovite flexueuse et séricite. Il existe également des plages millimétriques grésocalcitiques dont la forme évoque celle des foraminifères.

b - membre b (60 m)

Il est constitué de siltstones argileux, micacés, vert clair à vert-violet, très friables, montrant un litage net, millimétrique à inframillimétrique. Il passe vers le haut à des grès micacés en plaquettes millimétriques, à stratifications entrecroisées et à surface de sédimentation grumeleuse.

Au sommet du membre b (x = 271,6 y = 235,1), dans le synclinal de Bled-Azouz, s'observe un microconglomérat en passées métriques interstratifiées dans des grès en bancs centimétriques à décimétriques. Ce conglomérat est constitué de galets grésocalcitiques, millimétriques, isolés dans une matrice grésocalcitique. Les galets, non déformés tecto-

riquement, sont disposés à plat dans la stratification.

Microconglomérat à ciment grés-carbonaté (échantillon RAR 166 ; x = 271,6 y = 235,1 ; fig. 21)

Texture : microconglomératique.

Galets : - calcaires entourés d'une gangue de calcite et à coeur feldspathique ;
- nodules phosphatés noirs, aux formes arrondies (apatite aux RX) ;
- dolomitiques, constitués de cristaux rhomboédriques de dolomie.

Matrice : quartz en grains anguleux et roulés (160µ) ; muscovite ; quelques chlorites détritiques ; calcite.

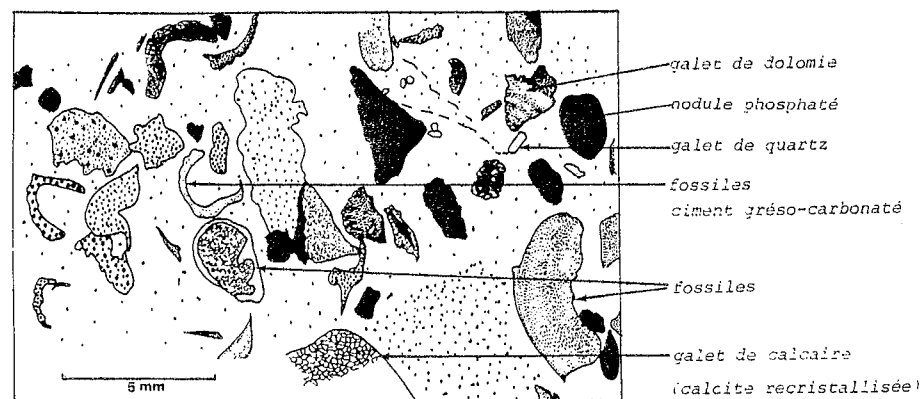


Fig. 21 : STRUCTURE DU MICROCONGLOMERAT A CIMENT GRESO-CARBONATE, AU SOMMET DU MEMBRE b DE LA FORMATION 6 DU SYNCLINAL DE BLED-AZOUZ (Echantillon RAR 166 ; x = 271,6 y = 235,1). Nombreux débris de microfossiles.

Les galets carbonatés, les nodules phosphatés et les micro-fossiles indiquent un milieu marin.

c - membre c (30 m)

Il forme une barre grés-quartzitique jaune et psammitique verte en bancs métriques. Vers le haut, les grés-quartzites prédominent et leur couleur devient alors rose. Ce membre renferme des miches carbonatées contenant des fossiles indéterminables.

d - membre d (120 m)

Il débute par des siltstones vert clair dans lesquels s'intercale un banc décimétrique de quartzite noir, non micacé. Ils passent vers le haut à des siltstones argilo-calcaires où le litage est parfois légèrement transposé dans la schistosité.

Siltstone argilo-gréseux (échantillon RAR 14 ; x = 262,5 y = 239)

Texture : détritique fine à très fine.

Eléments figurés (60%) : quartz (50%), anguleux à subarrondis (40 à 70µ), isolés dans la matrice ; plagioclases (30µ), arrondis (8%) ; calcite recrystallisée (15%) ; muscovites détritiques flexueuses en baguettes de 70µ (15%) ; calcite en baguettes trapues bordant les muscovites.

Matrice (40%) : carbonatée, très fine, riche en opaques.

Ces siltstones argilo-calcaires passent progressivement, vers le haut, à des quartzites en bancs centimétriques, à stratification fine millimétrique. Des slump de taille centimétrique à métrique et des figures de charge sont visibles à ce niveau. Le membre se termine par une alternance de psammites et de siltstones dans laquelle s'intercalent des quartzites sériciteux.

Quartzite sériciteux (échantillon RAR 35 ; x = 261,8 y = 240,8)

Texture : détritique, moyenne à fine.

Eléments figurés (85%) : quartz subarrondis de 30 à 70µ (80%) ; muscovites détritiques (30µ), flexueuses (10%) ; biotite pléochroïque peu abondante ; tourmaline idiomorphe ; feldspath ; opaques.

Matrice (15%) : néocrystallisation de séricite et de biotite (rare).

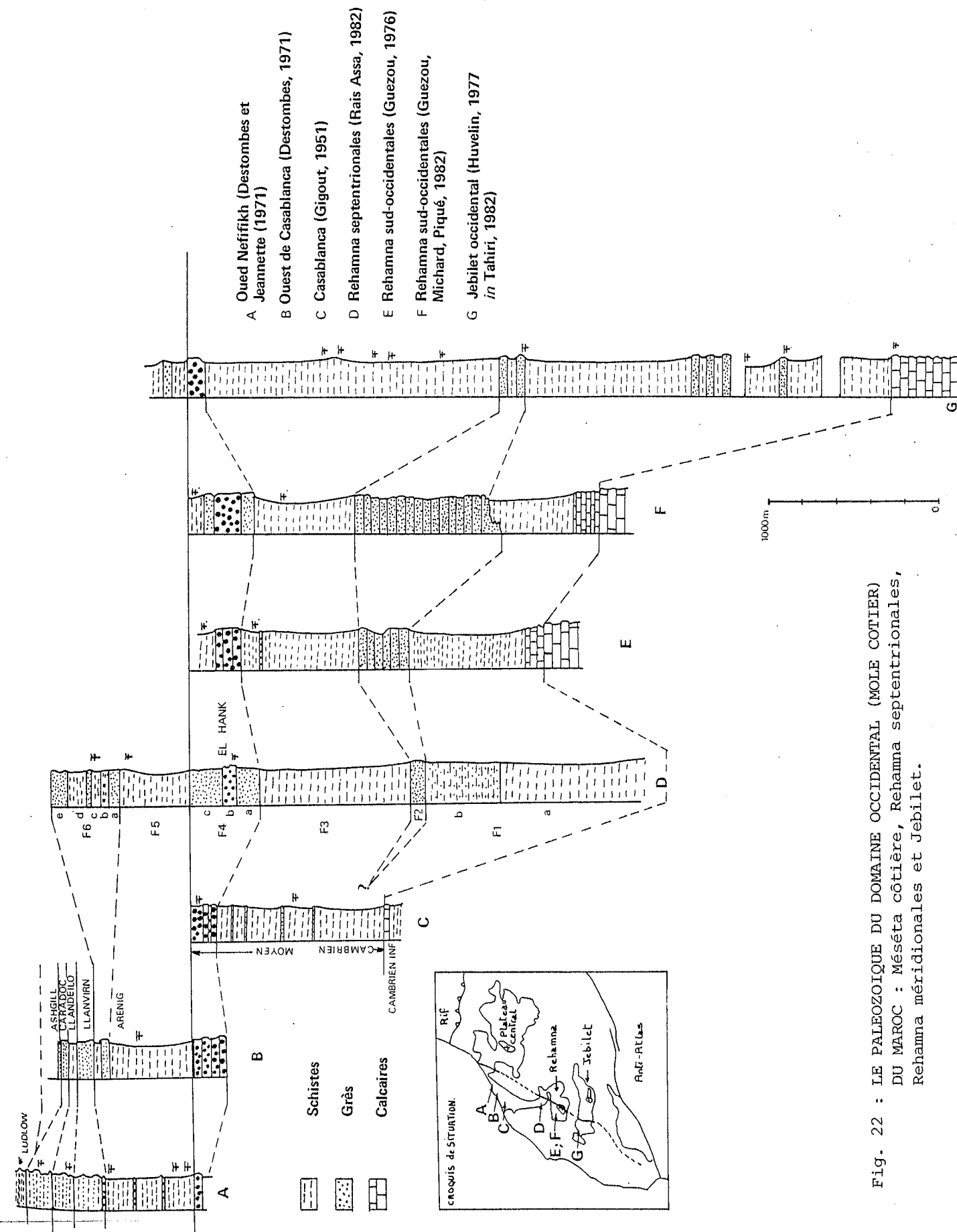


Fig. 22 : LE PALEOZOIQUE DU DOMAINE OCCIDENTAL (MOLE COTIER) DU MAROC : Méséta côtière, Rehamna septentrionales, Rehamna méridionales et Jebilet.

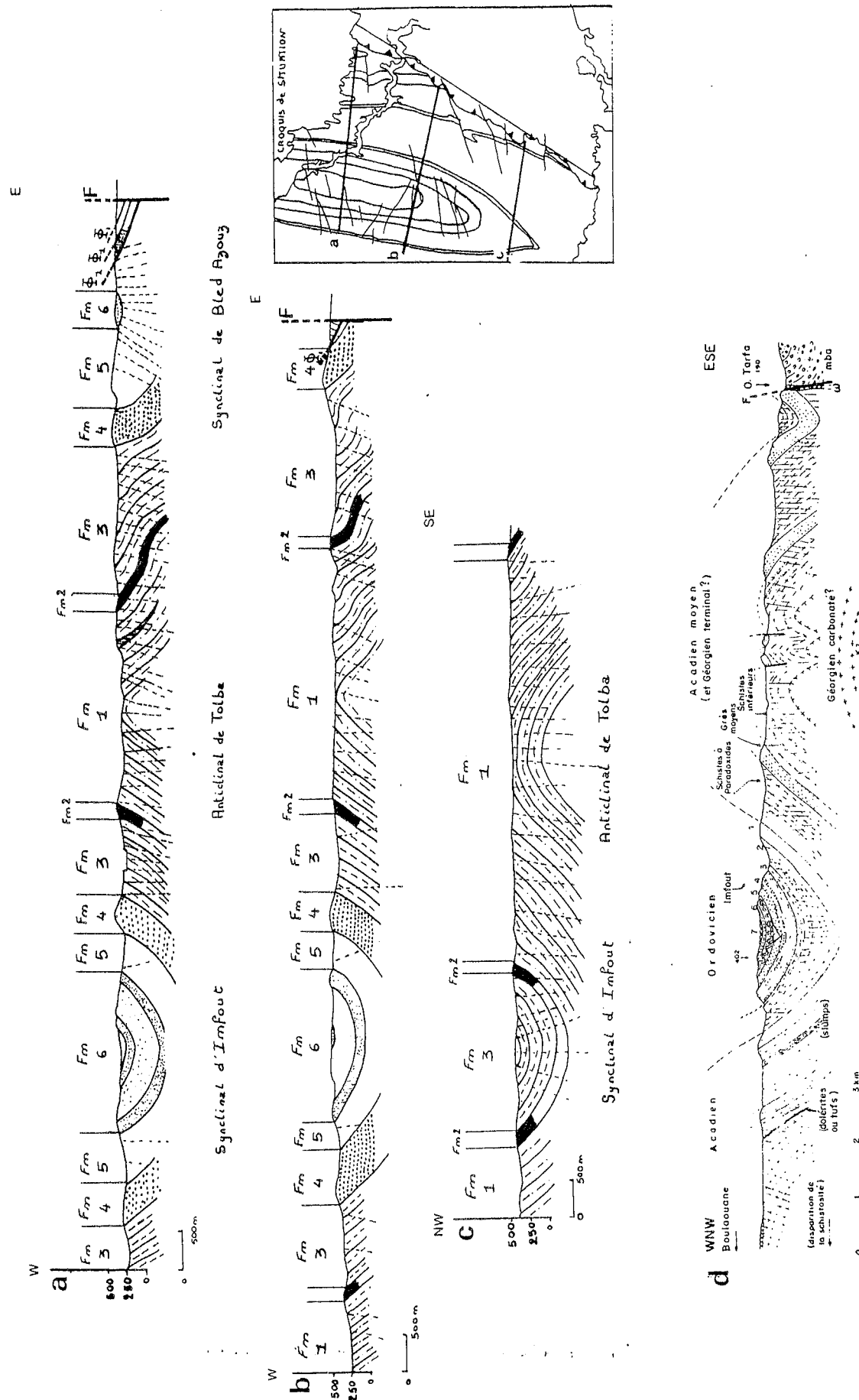


Fig. 23 : COUPES A TRAVERS LES STRUCTURES DU DOMAINE OCCIDENTAL. a, b, c, coupes construites : plis droits, concentriques ; disposition de la schistosité de fracture S₁ légèrement en éventail. d, coupe d'après Richard (1967)

Les psammites donnent une alternance de niveaux verdâtres et violacés. La stratification est partiellement masquée par la schistosité S₁ de fracture. Ces psammites renferment quelques nodules grésocalcaires centimétriques, fossilifères.

e - membre e (≥ 110 m)

Il forme deux barres dures de grès séparées par des siltstones. La première barre est un grès blanc saccharoïde, en bancs décimétriques à métriques, dont la base est irrégulière, avec des figures de charge et de courant.

Grès fin à très fin (échantillon RAR 122 ; x = 262 y = 239)

Texture : détritique, litage bien visible.

Éléments figurés (80%) : quartz (100 à 150 μ) présentant des nourrissages et des contacts suturés (75%) ; feldspaths alcalins très altérés (5%) ; muscovites (70 μ) détritiques ; tourmalines anguleuses à limites très rectilignes ; plagioclases.

Matrice : argileuse, blanchâtre. L'analyse aux rayons X indique la présence de séricite, kaolinite et illite.

Cette barre est recouverte de siltstones micacés, verdâtres, affleurant mal, qui correspondent à une petite combe. La deuxième barre de grès-quartzite, brun foncé à rougeâtre, débute par une lumachelle à trilobites. Les bancs décimétriques à la base deviennent métriques au sommet.

f - conditions de dépôt

La formation 6 est marine comme l'attestent les nodules phosphatés, les nodules calcaires, les figures de glissements sous-marins, les figures de charge et la lumachelle à trilobites.

g - âge de la formation

Les gisements de fossiles de Gigout (1951) (voir annexe I, gisement 11, 13, 14, 15 et 16) situés dans le cœur du synclinal d'Imfout, lui ont fait attribuer un âge llandeilo à cette formation. Les nouvelles récoltes que nous avons faites dans le gisement 97 (voir annexe I) de ce même synclinal ont permis au contraire à Destombes d'attribuer récemment au membre b un âge seulement arenig inférieur à moyen.

C - CONCLUSIONS ET CORRELATIONS

1 - Lithostratigraphie

La série stratigraphique visible sur plus de 3.500 m dans cette partie du domaine occidental comprend des terrains du Cambrien moyen et de l'Ordovicien inférieur ou moyen (Arenig selon Destombes, Llandeilo selon Gigout). La lacune du Cambrien supérieur, si elle n'est pas prouvée, peut être envisagée car ces terrains n'ont pas été individualisés paléontologiquement, il en est de même de ceux du Trémadoc.

Cette série est divisée en 6 formations lithologiques qui sont de bas en haut :

- . formation 1 (≥ 1300 m) : siltstones avec vers le haut une passée de grès grossier lenticulaire
- . formation 2 (90 m) : grès
- . formation 3 (905 m) : psammites et siltstones
- . formation 4 (425 m) : grès et quartzites
- . formation 5 (495 m) : argilites et siltstones renfermant une passée conglomératique lenticulaire vers le haut
- . formation 6 (≥ 360 m) : grès, quartzites, psammites renfermant une passée micro-conglomératique vers le milieu.

Ces subdivisions lithostratigraphiques respectent celles introduites par Gigout

(1951) et par Destombes (1971). Il existe une légère différence avec le log d'Allix (1978) qui englobe dans sa formation 5 les deux premiers membres de notre formation 6. Compte tenu de leur nature gréseuse, nous avons jugé préférable de les intégrer dans la formation 6.

Les formations 1, 3, 5 et 6 ont pu être subdivisées en plusieurs membres.

2 - Caractères sédimentologiques de la série

Ces sédiments sont tous d'origine détritique terrigène. Les sédiments carbonatés sont pratiquement absents. Les fossiles indiquent tous un milieu marin. La granulométrie des sédiments est en général assez fine, les séquences grossières et très grossières sont rares ; les conglomérats sont exceptionnels. Leur nature indique une origine plutôt lointaine.

Le conglomérat de la formation 5 présente, vers le haut du membre 5a, un grand intérêt car il renferme des roches métamorphiques et non métamorphiques (sédimentaires et volcaniques) qui n'existent pas dans la région étudiée. Ces roches proviennent d'un domaine où le socle métamorphique (Précambrien) et sa couverture non métamorphique (Précambrien supérieur et/ou Cambrien inférieur) étaient à découvert durant l'Arenig. Nulle part dans le domaine occidental des Rehamna et des Jebilet, l'Arenig ne transgresse directement le Cambrien inférieur. La source doit donc être lointaine, ce qui pose le problème du mode de transport des galets.

La régularité des bancs plaide en faveur d'une grande stabilité du bassin mais avec cependant une forte subsidence. Les glissements sous-marins dénotant une certaine instabilité n'apparaissent qu'au sommet de la formation 6.

3 - Corrélations avec les séries cambro-ordoviciennes des régions avoisinantes

Le domaine occidental s'étend largement dans la Meseta côtière au Nord-Est et au Nord du secteur d'étude ainsi qu'au Sud dans la partie occidentale des Rehamna méridionales et des Jebilet. Les formations individualisées ici se retrouvent en partie dans ces différentes régions (fig. 22).

Formation 1 - Une formation, datée du Cambrien moyen, de 900 m de puissance, est représentée dans la région de Casablanca par des shales à intercalations calcareuses (Gigout, 1951). Dans les Rehamna méridionales, Guézou et Michard (1976) ont individualisé, au-dessus des terrains datés du Cambrien inférieur, 500 m de grauwackes vertes. L'épaisseur de cette formation apparaît donc maximale dans les Rehamna septentrionales.

Formation 2 - Elle est reconnue dans la région de Casablanca (Gigout, 1951). Dans les Rehamna méridionales, il semble possible de corréler cette formation avec celle des grès intermédiaires (325 m) définie par Piqué (1972).

Formation 3 - Elle est peut-être présente sous forme de grès (900 m) dans la région de Casablanca (Gigout, 1951). Dans les Rehamna méridionales, elle correspondrait aux "schistes" à *Paradoxides* (500 m).

Dans les Jebilet, les formations 1, 2 et 3 sont groupées dans un même ensemble comprenant des grès, des psammites, des siltstones et des calcaires. L'épaisseur totale serait de 2 500 m pour Huvelin (1977), de 5 400 m pour Poutchkovsky (1978) et de 8 000 m pour Tahiri (1982).

Formation 4 - Cette formation a été définie par Gigout (1951) dans la région de Casablanca et appelée grès d'El Hank. Elle y est constituée de 150 m de quartzites. Destombes (1971) décrit la même formation (200 m) à l'Ouest de Casablanca. Dans les Rehamna méridionales, Guézou et Michard (1976) reconnaissent également cette formation (150 m). Dans les Jebilet occidentales, Leca (1964) décrit les grès d'El Hank mais ni Huvelin (1977) ni Poutchkovsky (1978) ni Tahiri (1982) n'en font mention.

Formations 5 et 6 - Dans la région de Casablanca, ces deux formations sont groupées en un seul ensemble (Destombes et Jeannette, 1966). Dans l'oued Nefifikh, à proximité de Casablanca (Destombes, 1971), les formations 5 et 6 atteignent respectivement 600 et 550 m. Dans les Jebilet, Huvelin (1977) décrit un ensemble schisto-gréseux qui semble correspondre à ces deux formations.

En conclusion, cette région est marquée par une série cambro-ordovicienne terrigène, subsidente, très puissante, n'affleurant dans le secteur que sur 3 500 m, du Cambrien moyen (pro parte) à l'Arenig. Vers le Sud, ces formations s'amincissent considérablement vers la plate-forme saharienne (bassin de Tindouf, Zemmour).

II - EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE

Quatre épisodes structurent le domaine occidental :

- un épisode de plissement P_1 , générateur d'une schistosité S_1
- une torsion à grand rayon de courbure
- un épisode de cisaillements subhorizontaux
- un épisode de failles verticales normales

A - EPISODE DE PLISSEMENT P_1 MAJEUR

Il est caractérisé par des plis P_1 de demi-longueur d'onde plurikilométrique, eux-mêmes constitués de plis plus petits synschisteux. La schistosité S_1 , de plan axial, est du type fracture, à séricite naissante.

1 - Mégastructures

Dans les Rehamna septentrionales, le domaine occidental est formé de trois grands plis qui sont d'Ouest en Est : le synclinal d'Imfout, l'anticlinal de Tolba et le synclinal de Bled-Azouz (fig. 23).

a - le synclinal d'Imfout

Barthoux (1923, in Gigout 1951) est le premier auteur à signaler l'existence de ce synclinal. Gigout (1951) en effectue la cartographie tandis que Michard (1967) publie une coupe est-ouest.

Ce synclinal a une direction subméridienne. Il disparaît au Nord, à l'Ouest et au Sud, sous le Crétacé tabulaire. Les coupes construites d'après les affleurements (fig. 23) montrent qu'il s'agit d'un pli de type concentrique. La demi-longueur d'onde est de 5 km et l'amplitude de 3,5 km. C'est un pli droit dont le plan axial est subvertical et les flancs symétriques. Les axes de plis construits varient régulièrement de $N07^\circ$ au Nord à $N28^\circ$ au Sud (fig. 24). Les plongements axiaux sont faibles, vers le Sud dans la partie nord et vers le Nord dans la partie sud. Les différentes formations lithologiques cartographiées mettent bien en évidence les terminaisons périscyclinales nord et sud. L'image Landsat (scène 217-37) révèle par transparence à travers les formations crétacées la terminaison nord, dessinée par la formation 4.

La schistosité S_1 se marque très différemment selon la compétence des roches concernées. Elle est pratiquement invisible dans les formations 2, 4 et 6 presque exclusivement constituées de roches compétentes, grès et quartzites ; elle est fruste.

La linéation d'intersection L_0^1 y est mal exprimée. Dans la formation 3, la structure planaire de la schistosité est plus visible, la linéation d'intersection L_0^1 y est assez

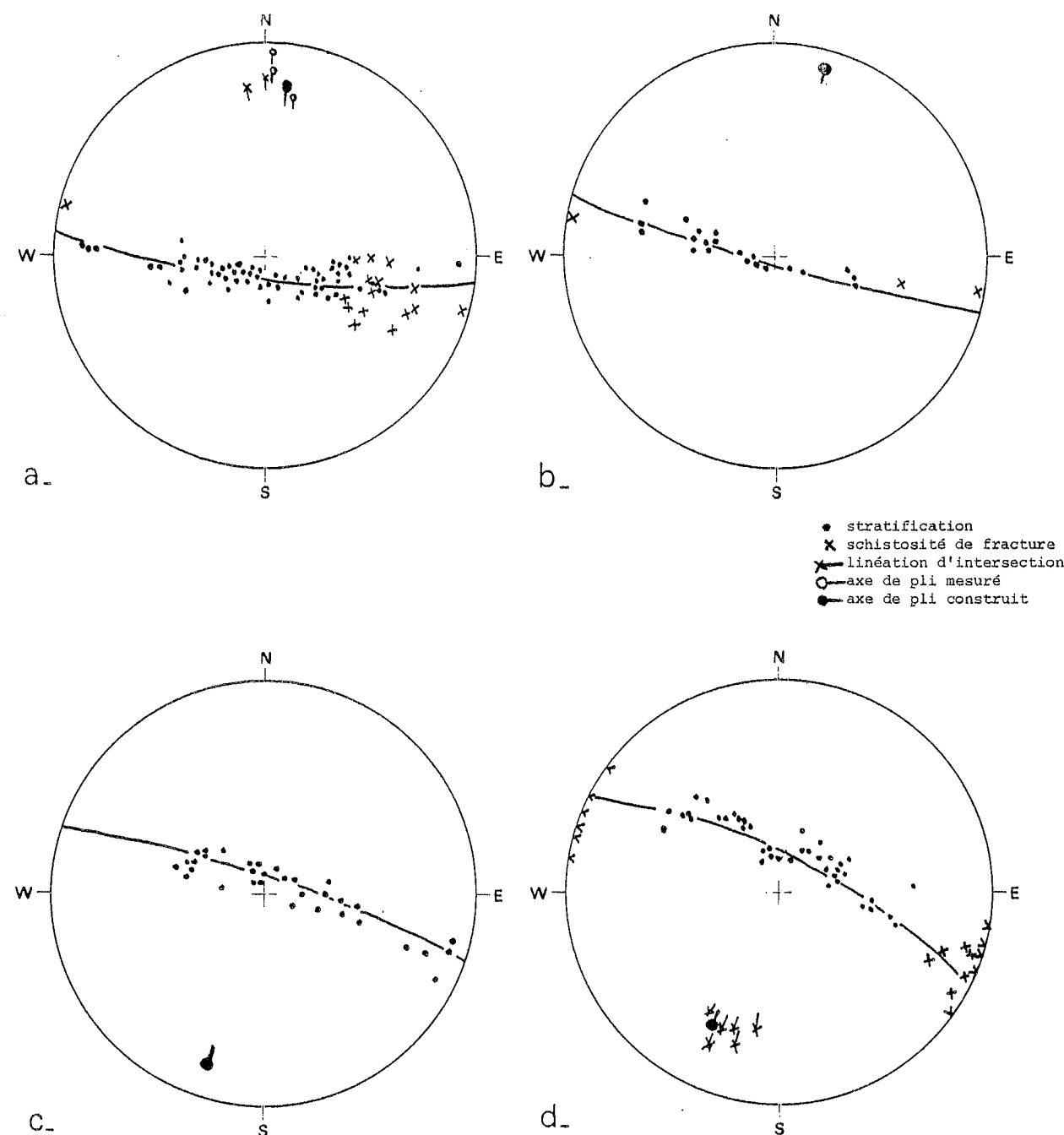


Fig. 24 : STEREOGRAMMES DES AXES DE PLIS CONSTRUITS DU SYNCLINAL D'IMFOUT, DU NORD VERS LE SUD. Noter le caractère cylindrique du pli synclinal et la disposition subverticale, légèrement en éventail de la schistosité S_1 . Noter également une très légère tendance au déversement vers l'Ouest.

- a) axe construit : $N07^{\circ}-12^{\circ}S$; périssynclinal nord, au niveau des formations 5 et 6 ; schistosité S_1 fortement pentée à l'Est
- b) axe construit : $N16^{\circ}-10^{\circ}S$; périssynclinal nord, au niveau de la formation 6 ; schistosité S_1 fortement pentée à l'Est à subverticale
- c) axe construit $N19^{\circ}-10^{\circ}N$; périssynclinal sud, au niveau de la formation 6 ; pas de schistosité S_1 visible
- d) axe construit : $N28^{\circ}-20^{\circ}N$; périssynclinal sud au niveau des formations 4 et 5 ; schistosité subverticale

nettement marquée. Cette schistosité a une disposition en "queue de cheval", le débit de la roche se fait en anche.

La surface des bancs compétents est porteuse de stries qui semblent dues au glissement couche sur couche, lors de la formation du pli synclinal. Leur orientation varie de $N65^{\circ}$ à $N140^{\circ}$ (fig. 25). La dispersion est donc importante et pourrait indiquer soit

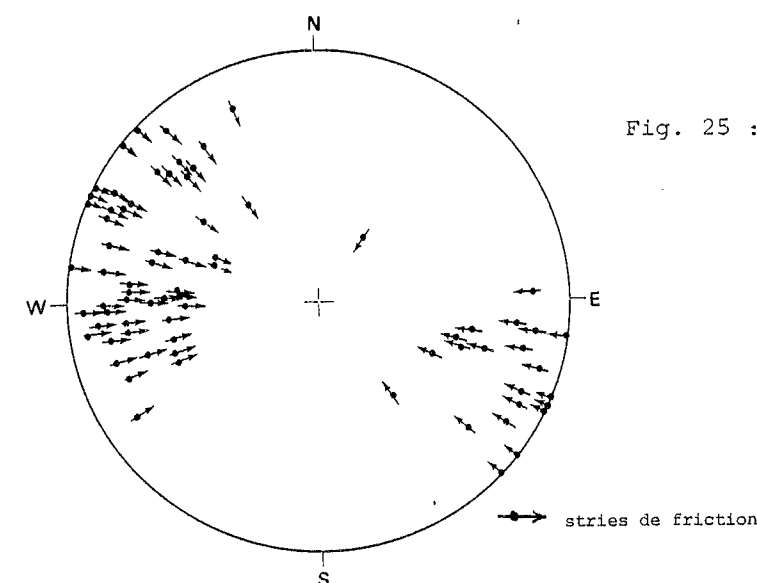


Fig. 25 : STEREOGRAMME DES STRIES DE FRICTIONS BANC SUR BANC, RELEVÉES SUR LES QUARTZITES DE LA FORMATION 6 DU COEUR DU SYNCLINAL D'IMFOUT, A LA TERMINAISON PERISYNCLINALE NORD. Les stries sont dispersées, ce qui semble indiquer non seulement des contraintes perpendiculaires à l'axe du pli mais également obliques ou longitudinales

l'existence d'une compression oblique lors de la genèse du pli soit correspondre à des effets discrets des chevauchements ultérieurs.

b - l'anticlinal de Tolba

L'anticlinal de Tolba succède à l'Est au synclinal d'Imfout. Il laisse apparaître dans son coeur la formation 1. Cet anticlinal présente, sur son flanc oriental, des replis décimétriques à hectométriques synschisteux. C'est un pli cylindrique dont l'amplitude et la demi-longueur d'onde sont plurikilométriques. Le plan axial, déduit des coupes construites, est subvertical. En l'absence de niveau repère dans le coeur de l'anticlinal, aucune terminaison n'est observable sur le terrain. Les axes de plis construits varient régulièrement de $N15^{\circ}$ au Nord à $N38^{\circ}$ au Sud (fig. 26). Le plongement axial se fait vers le Nord de 15° à 20° , sauf pour l'axe construit au Nord qui, lui, plonge de 15° au Sud. Cette inversion du sens de plongement témoigne d'un enlacement dans la structure anticlinale.

La schistosité S_1 , plan axial du pli, est mieux marquée que dans le synclinal d'Imfout. Elle est intermédiaire entre une schistosité en queue de cheval et une schistosité ardoisière. La linéation d'intersection L_0 y est nette. La schistosité masque même fréquemment la stratification au coeur de l'anticlinal.

c - le synclinal de Bled-Azouz

Le synclinal de Bled-Azouz fait suite à l'Est à l'anticlinal de Tolba. Gigout (1951, p. 224) avait déjà signalé son existence et l'avait appelé synclinal de Nemria, alors que Michard (1979) le dénommait synclinal de Sidi Mohamed. Nous préférons le nom de Bled-Azouz, Nemria étant situé sur son flanc ouest et Sidi Mohamed sur les terrains crétacés tabulaires. Ce synclinal est constitué de matériel appartenant aux formations 4, 5 et 6. Il disparaît à l'Est et au Sud sous les écaillies de l'oued Tarfa (Rais-Assa, 1982). Bien qu'il ne soit possible d'en construire que la partie occidentale, la coupe du synclinal indique que la demi-longueur d'onde et l'amplitude sont identiques à celles des autres plis anticlinaux et synclinaux.

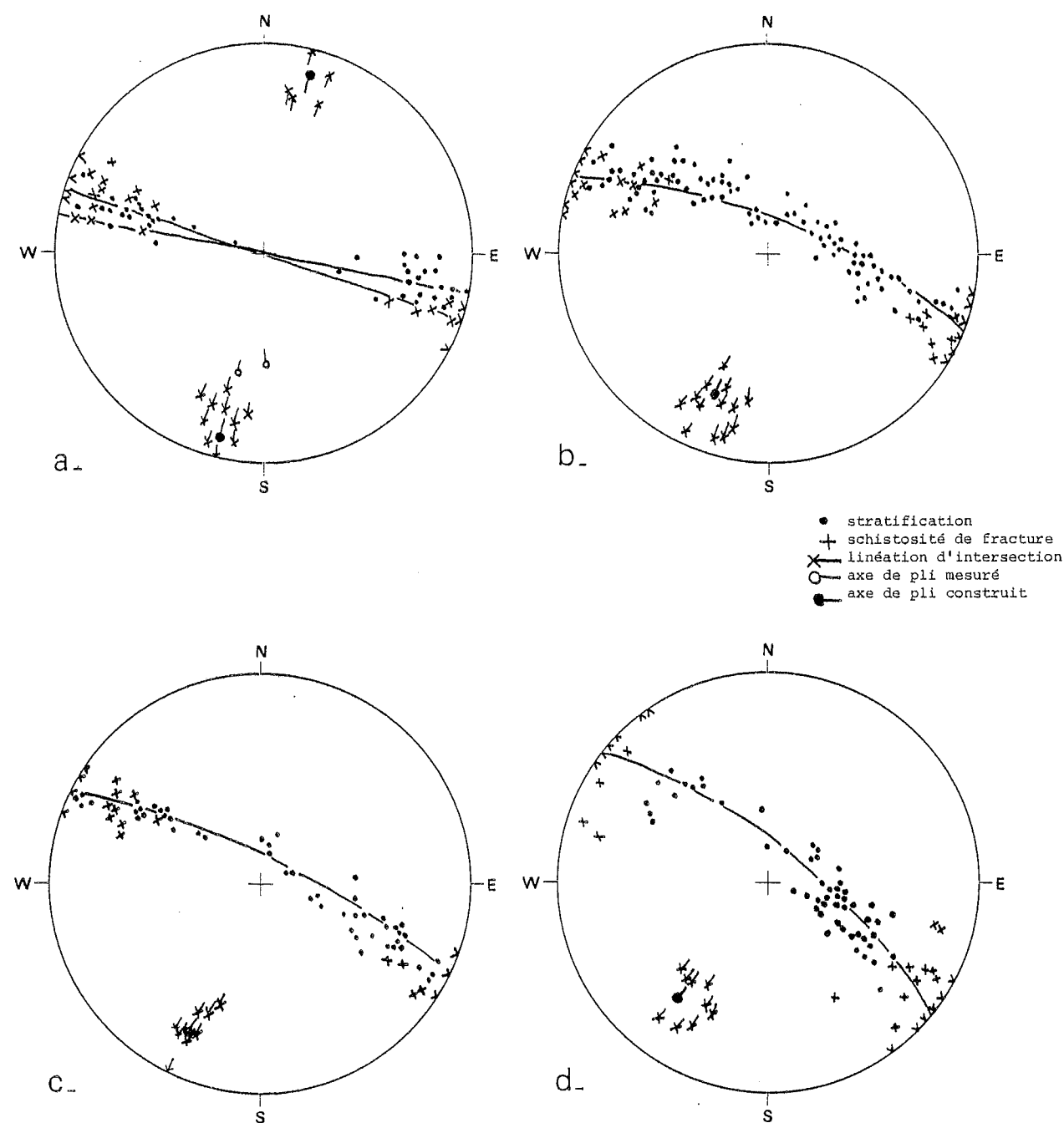


Fig. 26 : STEREOGRAMMES DES AXES DE PLIS CONSTRUITS DE L'ANTICLINAL DE TOLBA, DU NORD VERS LE SUD. Noter le caractère cylindrique du pli anticlinal. Schistosité de fracture S_1 , fortement pentée à verticale, dont la dispersion s'explique par la position légèrement en éventail.

a) axes construits $N15^\circ-15^\circ S$ et $N15^\circ-15^\circ N$, en rive droite de l'Oued Oum-er-Rbia

b) axe construit $N20^\circ-20^\circ N$, dans la région du douar Tolba

c) axe construit $N20^\circ-15^\circ N$ à l'Ouest du Guelb-es-Sema

d) axe construit $N38^\circ-20^\circ N$ au Sud de la structure

L'axe construit du pli (fig. 27) est dirigé $N15^\circ$ et plonge de 15° vers le Nord. Des replis mineurs, analogues à ceux du flanc oriental de l'anticlinal de Tolba, sont visibles dans le flanc ouest du synclinal, au niveau de la formation 4.

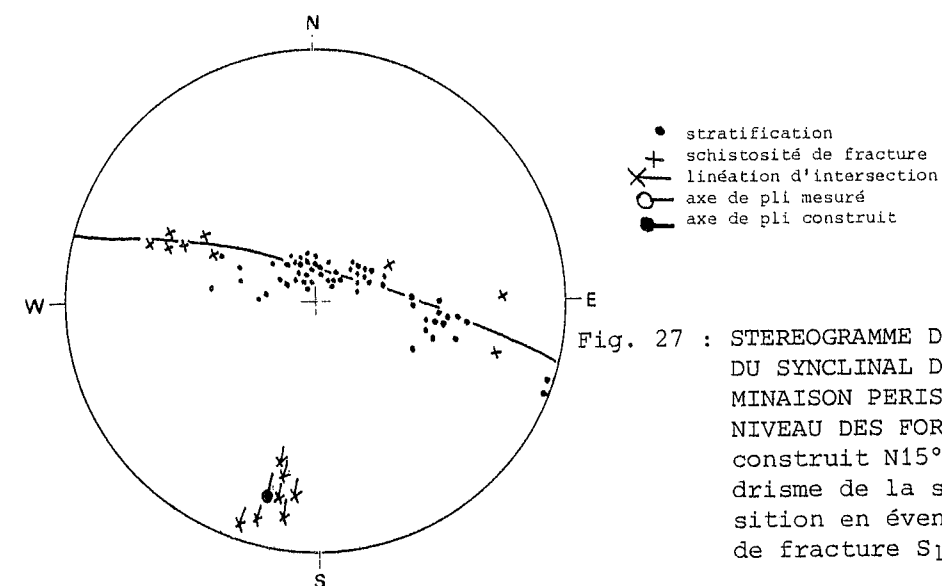


Fig. 27 : STEREOGRAMME DE L'AXE DE PLI CONSTRUIT DU SYNCLINAL DE BLED-AZOUZ A LA TERMINAISON PERISYNCLINALE SUD, AU NIVEAU DES FORMATIONS 5 ET 6. Axe construit $N15^\circ-15^\circ N$. Noter le cylindrisme de la structure et la disposition en éventail de la schistosité de fracture S_1

Les roches des formations 4 et 6, essentiellement quartzitiques, ne présentent que peu de schistosité. Par contre, dans la formation 5 silteuse, la schistosité du type fracture est bien marquée. Pentée à l'Ouest dans le flanc ouest du synclinal, elle devient verticale en son coeur. Les linéations d'intersection L_0 sont bien visibles. La schistosité S_1 est cependant, dans l'ensemble, moins bien marquée que dans l'anticlinal de Tolba.

2 - Macrostructures

Il s'agit de plis décimétriques à hectométriques dont certains sont obliques et d'autres parallèles aux mégastructures.

a - plis obliques aux mégastructures et à fort plongement axial

Ils n'ont été observés que dans les quartzites de la formation 4 du flanc ouest du synclinal de Bled-Azouz. Ce sont des plis cylindriques en genou, à vergence nord-ouest, de demi-longueur d'onde et d'amplitude décimétriques. Les axes construits des plis sont dirigés $N35^\circ$ à $N42^\circ$ et plongent de 40° au Nord-Est (fig. 28). Les charnières sont dilacérées, coupées selon le plan axial. Ces plis s'amortissent rapidement dans le membre c de la formation 4 et sont très peu visibles dans la formation 3 sous-jacente. La schistosité S_1 est peu nette du fait de la compétence des roches impliquées.

b - plis parallèles aux mégastructures et à faible plongement axial

Deux plis hectométriques ont été observés dans les grès de la formation 2 du flanc est de l'anticlinal de Tolba ; le premier au Guelb-es-Sema, le second environ à 1 km plus au Nord-Est, dans la même formation (fig. 29). Ces plis sont en genou, le plan axial est fortement penté à l'Ouest (fig. 30). Les axes construits sont dirigés $N22^\circ$ pour le pli nord et $N35^\circ$ pour le pli sud ; les plongements axiaux nord sont respectivement de 15° et 10° (fig. 31). Ces plis se développent dans des secteurs où la stratification présente un pendage moyen de l'ordre de 40° vers l'Est. Dans les secteurs à fort pendage ces plis n'ont pas été observés.

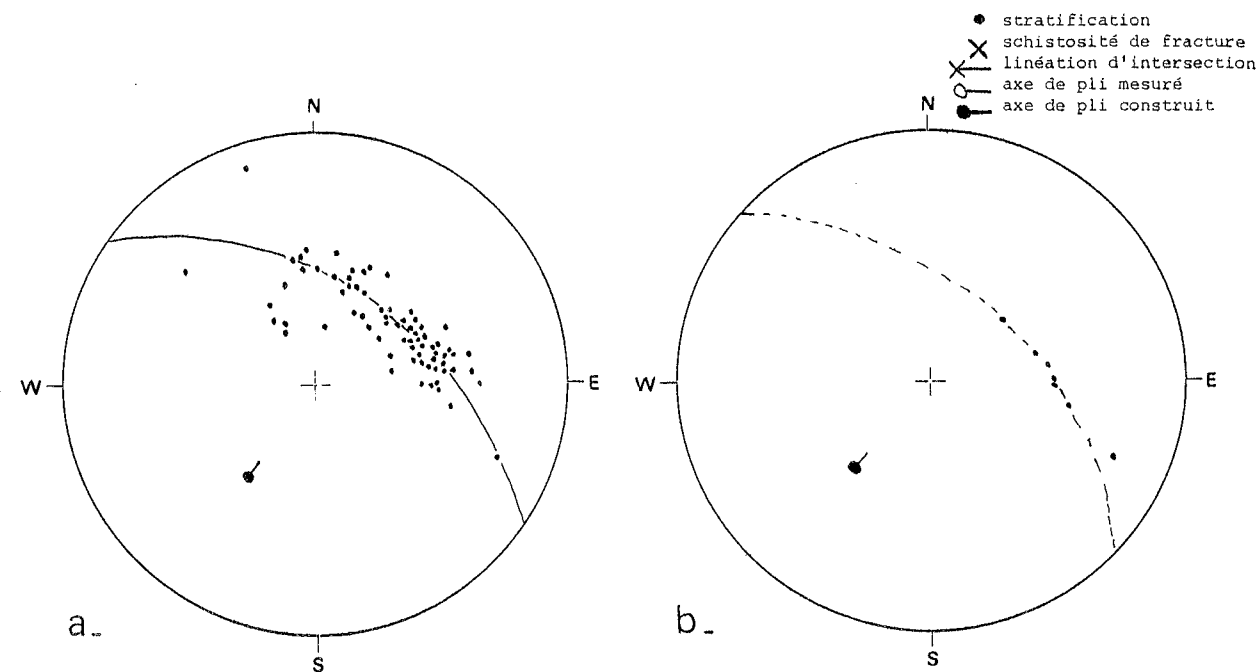


Fig. 28 : STEREOGRAMMES DE PLIS PARASITES, DANS LE FLANC OUEST DU SYNCLINAL DE BLED-AZOUZ, DANS LA FORMATION 4. Noter le caractère cylindrique des plis.

a) rive droite de l'oued Oum-er-Rbia ; axe construit $N35^{\circ}-40^{\circ}NE$
 b) rive gauche de l'oued Oum-er-Rbia ; axe construit $N42^{\circ}-40^{\circ}NE$

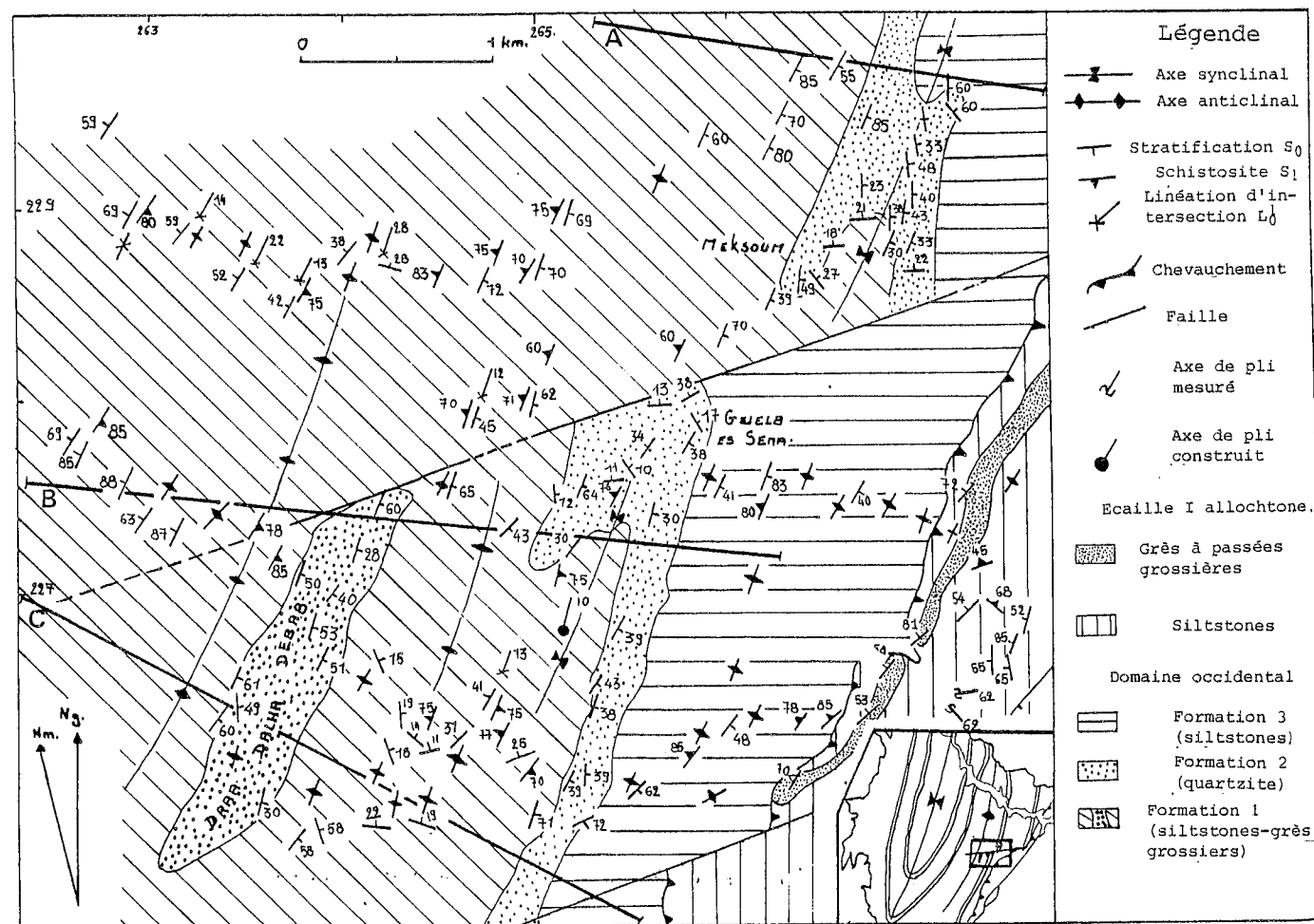


Fig. 29 : CARTE STRUCTURALE DU SECTEUR DU GUELB-ES-SEMA

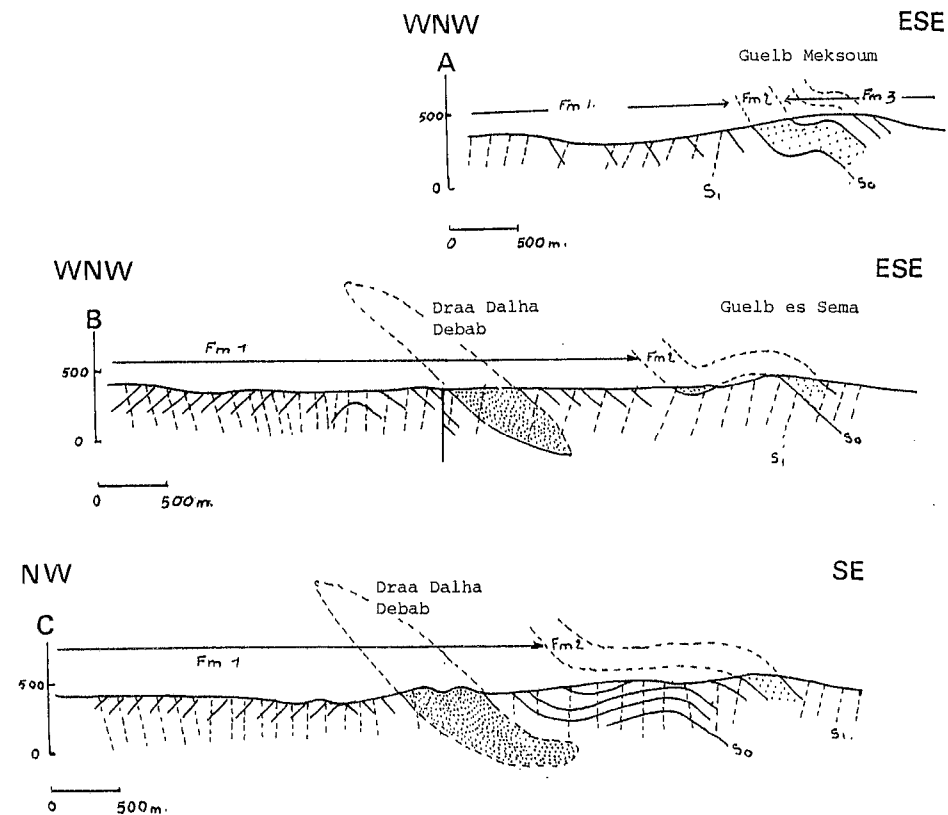


Fig. 30 : COUPES CONSTRUITES DANS LE FLANC ORIENTAL DE L'ANTICLINAL DE TOLBA, DANS LA REGION DU GUELB-ES-SEMA

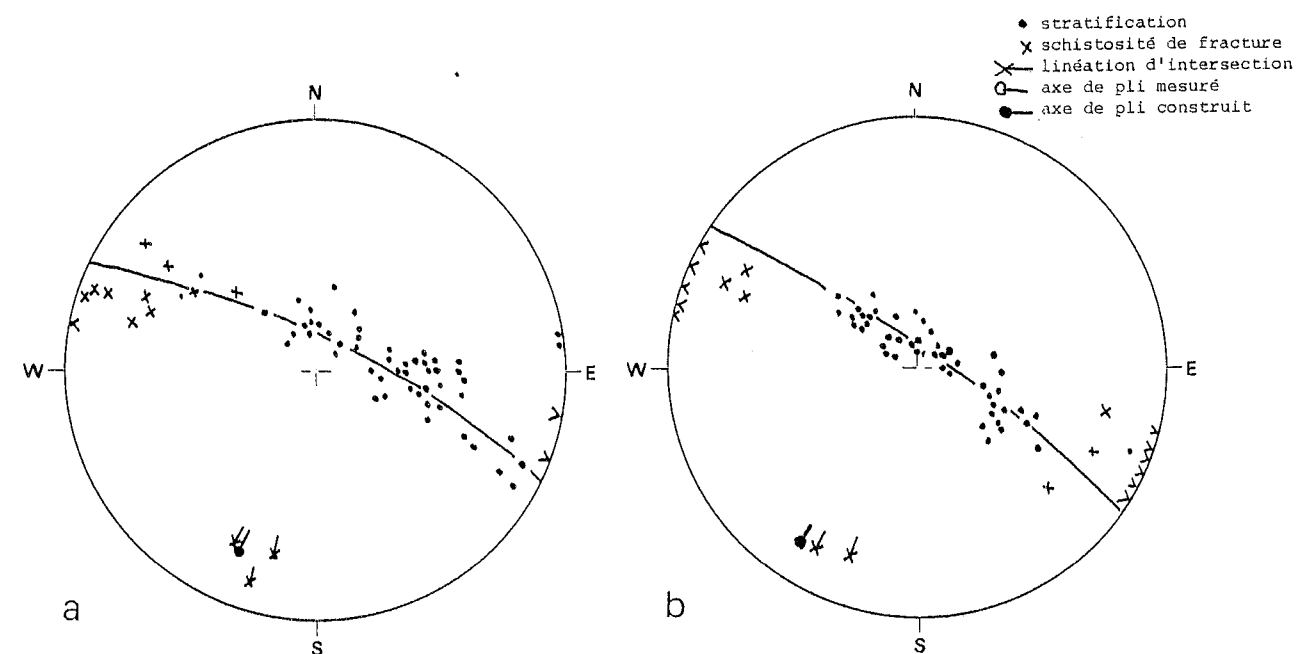


Fig. 31 : STEREOGRAMME DE PLIS PARASITES, DANS LE FLANC ORIENTAL DE L'ANTICLINAL DE TOLBA, AU NIVEAU DE LA FORMATION 2
 a) au nord du Guelb-es-Sema ; axe construit $N22^{\circ}-15^{\circ}N$; schistosité S_1 de fracture, en éventail
 b) au Guelb-es-Sema ; axe construit $N35^{\circ}-10^{\circ}N$; schistosité S_1 de fracture, subverticale, en éventail

La schistosité S_1 , plan axial de ces plis, relevée au sein de la formation 1 dans le repli anticlinal du Guelb-es-Sema, est fortement pentée à l'Est ou à l'Ouest.

Au Sud du Guelb-es-Sema, en $x = 265,2$ $y = 226$, dans la formation 2, se trouve un repli métrique du même type.

c - origine de ces plis

Trois origines peuvent être envisagées pour expliquer la genèse de ces plis. La première consiste à envisager une faible structuration antérieure du bâti qui aurait guidé la naissance de ces plis ; la seconde se base sur la possibilité d'une dysharmonie structurale lors du plissement P_1 ; la troisième hypothèse correspond à l'existence d'une compression oblique lors du plissement majeur P_1 , c'est cette dernière qui semble la plus probable.

3 - Microstructures

Quelques microplis, centimétriques à décimétriques, sont visibles principalement dans le synclinal de Bled-Azouz : ainsi, à 1,5 km au Sud de Bdaoua ($x = 269,5$ $y = 235$), dans la formation 3 du flanc ouest de ce synclinal, des plis presque isoclinaux, droits, sont dirigés $N07^\circ-10^\circ N$ à $N21^\circ-20^\circ N$. Les plans axiaux sont verticaux. La schistosité S_1 , fruste, est visible uniquement en lame mince (fig. 11). Dans la formation 5 du flanc ouest du synclinal ($x = 271,5$ $y = 234,5$) des plis dissymétriques déversés à l'Est, sont dirigés $N170^\circ$ et $N34^\circ$ avec un plongement axial sud de 20° . Les plans axiaux sont pentés à l'Ouest de 60° . Enfin, à une centaine de mètres au Nord des plis précédents, se trouve un pli synschisteux conique $N00^\circ-60^\circ N$ à plan axial vertical (fig. 32).

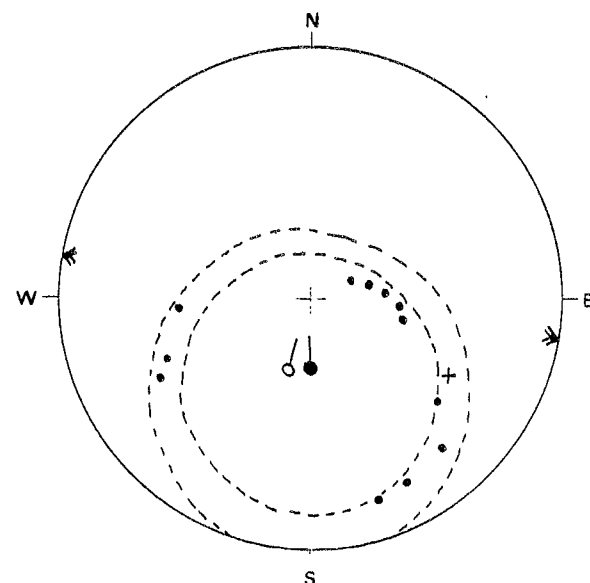


Fig. 32 : STEREOGRAMME D'UN MICROPLI P_1 , CONIQUE, DANS LA FORMATION 5 DU COEUR DU SYNCLINAL DE BLED AZOUZ. Axe construit $N00^\circ-60^\circ N$ (Wulff basculé 60°)

- stratification
- x schistosité de fracture
- axe de pli mesuré
- axe de pli construit
- * plan axial du pli

4 - Comparaison avec la coupe de Michard 1967

Michard (1967) attribue les affleurements du Draa Dalha Debab, situés au coeur de l'anticlinal de Tolba, à un repli synclinal de la formation 2, effondré entre deux failles verticales subméridiennes. En fait, les faciès rencontrés au Draa Dalha Debab (fig. 29) sont très différents de ceux de la formation 2. Il s'agit pour nous d'une passée lenticulaire de grès très grossier. Ceci nous amène à présenter une coupe assez différente de celle de Michard. Le pli anticlinal de Tolba n'est pas faillé ; il est simplement accompagné localement, sur son flanc oriental, de quelques plis parasites.

B - TORSION A GRAND RAYON DE COURBURE (SERRAGE N-S ?)

Cette déformation n'est discernable que cartographiquement. Gigout (1951, p. 224) indique que le synclinal d'Imfout est "dissymétrique et tordu ; son flanc ouest est un peu convexe". Michard (1982) chiffre la torsion du synclinal d'Imfout à 15° ($N10^\circ$ à $N25^\circ$) et celle du synclinal de Bled-Azouz à 30° ($N00^\circ$ à $N30^\circ$).

L'orientation des axes de plis construits varie régulièrement de $N07^\circ$ au Nord du secteur à $N28^\circ$ au Sud soit une déviation de 21° en 10 km pour le synclinal d'Imfout. Pour l'anticlinal de Tolba, orienté $N15^\circ$ au Nord et $N28^\circ$ au Sud, la déviation est de 13° en 10 km. Sur la projection stéréographique de Wulff, ces axes se disposent selon un petit cercle basculé de 60° . La schistosité S_1 est de même régulièrement dispersée. La courbure des axes de plis P_1 et la dispersion de la schistosité S_1 peuvent être interprétées comme une torsion de demi-longueur d'onde décakilométrique mais d'amplitude au maximum kilométrique. L'axe construit est orienté $N114^\circ-60^\circ W$ (fig. 33).

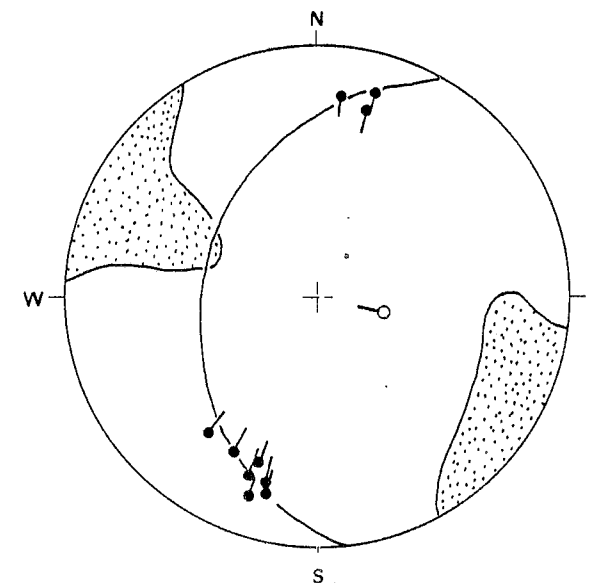


Fig. 33 : STEREOGRAMME DU PLI (TORSION) P_2 CONSTRUIT. Distribution des axes du pli P_1 construit sur un petit cercle du canevas. Axe construit $N114^\circ-60^\circ W$. Noter la dispersion de la schistosité S_1 de fracture

- axe de pli P_1 construit
- axe de pli P_2 construit (torsion)
- aire de répartition de la schistosité S_1

Cette torsion est postschisteuse. Aucun élément structural de type clivage, schistosité ou micropli ne souligne cette déformation sur le terrain. C'est donc un phénomène qui reprend les structures P_1 . Son origine pourrait être tardive et liée au jeu légèrement décrochant de failles orientées $N70^\circ$ à $N90^\circ$. Mais il est plus probable qu'il s'agisse d'un phénomène de serrage Nord-Sud de l'ensemble plissé sur lequel se greffent par endroits des failles décrochantes plus tardives.

C - CISAILLEMENTS HORIZONTAUX AVEC OU SANS DEPLACEMENT

Des plans proches de l'horizontale cisailent les couches du domaine occidental, particulièrement dans sa partie orientale. Au sein de la formation 4, dans le flanc ouest du synclinal de Bled-Azouz, des plans de fracture, faiblement pentés (maximum 30°) au Sud-Ouest, découpent les couches presque perpendiculairement à la stratification, ils sont porteurs de stries de direction $N150^\circ$ à $N172^\circ$ plongeant au maximum de 30° au Sud-Est (fig. 34). Les déplacements des compartiments toits se font vers le Nord-Ouest, de quelques centimètres au maximum. Plus à l'Ouest, des plans de même nature cisailent les formations 3 et 4 du flanc oriental du synclinal d'Imfout mais cette fois sans aucun déplacement visible.

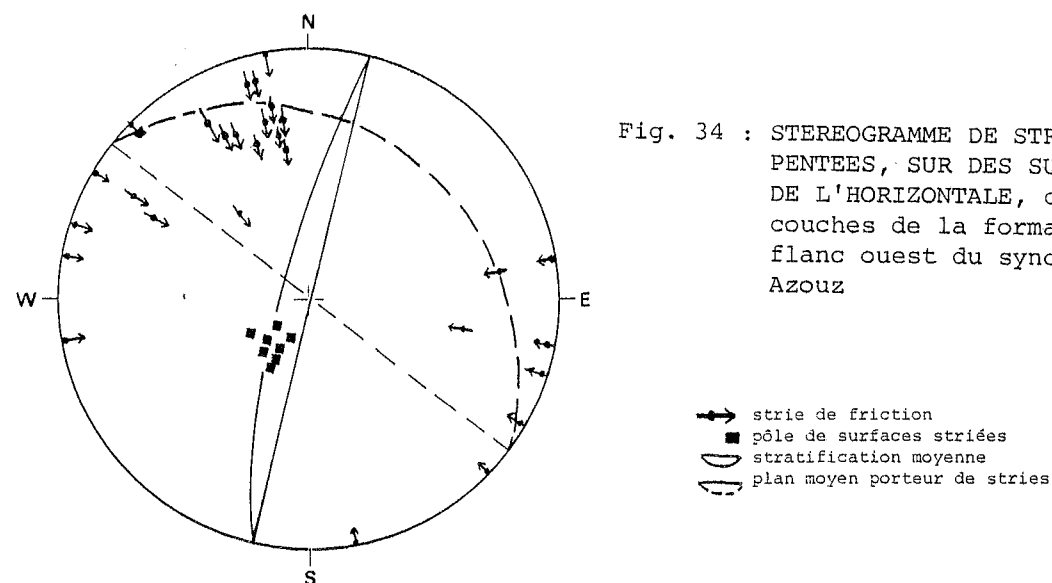


Fig. 34 : STEREOGRAMME DE STRIES FAIBLEMENT PENTEES, SUR DES SURFACES PROCHES DE L'HORIZONTALE, coupant les couches de la formation 4 du flanc ouest du synclinal de Bled-Azouz

→ strie de friction
 ■ pôle de surfaces striées
 --- stratification moyenne
 — plan moyen porteur de stries

La genèse de ces plans semble liée au chevauchement ϕ_1 affectant la bordure orientale du domaine occidental. Les déplacements ne s'observent que sur les plans les plus proches du contact tectonique.

D - FAILLES N40° A N90°

Des failles verticales, visibles sur plusieurs centaines de mètres, recoupent les structures du domaine occidental. Très nettes et fréquentes dans le synclinal d'Imfout, elles affectent également, bien que moins souvent, l'anticlinal de Tolba, le synclinal de Bled-Azouz ainsi que les cisaillements subhorizontaux. L'analyse de la scène Landsat 217-37 montre que ces failles se répartissent principalement entre N40° et N90° avec des fréquences maximales pour les directions N85° (28%) et N45° (18%). Un pôle de fréquence (10%) est enfin visible pour la direction N135° (Rais-Assa et al., en cours).

Les failles observées dans le synclinal d'Imfout ne décalent que très peu les bancs. A l'Est de la centrale électrique d'Imfout (x = 263,1 y = 239,6), le miroir de la faille verticale N70° est porteur de stries très fortement pentées à verticales (fig. 35) d'où un pitch de près de 90°. Le compartiment sud est effondré d'une dizaine de mètres. Les

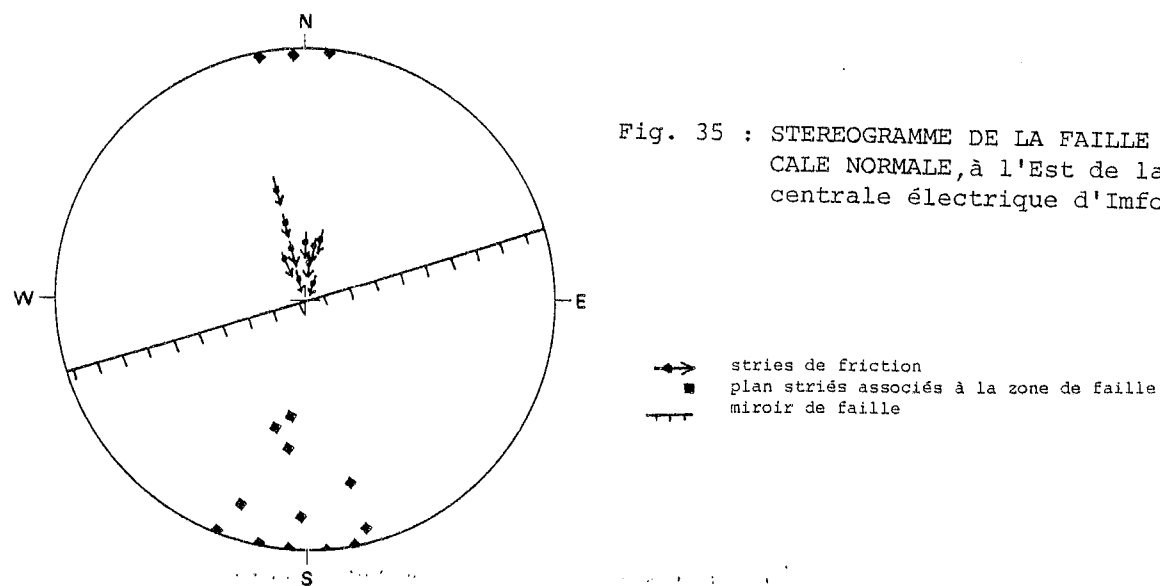


Fig. 35 : STEREOGRAMME DE LA FAILLE VERTICALE NORMALE, à l'Est de la centrale électrique d'Imfout

→ stries de friction
 ■ plan striés associés à la zone de faille
 --- miroir de faille

autres failles du secteur semblent avoir un rejet du même type.

Trois failles importantes, orientées N70°, recoupent l'anticlinal de Tolba et/ou le synclinal de Bled-Azouz. La première est située à 1 km au Sud de Bdaoua, les deux autres à proximité du Guelb-es-Sema. Ni miroir ni strie n'ont été observés sur la trajectoire de ces failles. Celles-ci ont été interprétées par Michard (1982) comme des décrochements de Riedel de 1er et 2e ordre. L'absence de structures liées à des décrochements et les données cartographiques suggèrent plutôt un jeu en faille normale, avec effondrement du compartiment sud.

E - CONCLUSION

L'analyse structurale du domaine occidental, autochtone au moins relatif, a permis de mettre en évidence des déformations superposées : des plis P_1 , synschisteux, déformés en arc à concavité tournée vers l'Ouest. Ces plis sont tronqués à l'Est par un grand contact de chevauchement dont les effets sont perceptibles dans le domaine lui-même. L'ensemble est ensuite recoupé par des failles verticales apparemment normales.

Le premier épisode de déformation souple donne naissance à des structures fondamentales P_1 , synschisteuses, subméridiennes, cylindriques, plurikilométriques. Leur plan axial est vertical à très fortement penté à l'Est. La schistosité S_1 , de plan axial, est surtout visible dans les formations incompetentes 1, 3 et 5 et se dispose en éventail. A ces mégaplis sont associés des plis parasites soit obliques et à fort plongement soit parallèles aux mégastructures et à faible plongement.

Ces plis parasites synschisteux, à fort plongement axial, ainsi que les stries bancs sur bancs N140° observées dans le coeur du synclinal d'Imfout suggèrent l'existence d'une compression oblique à la direction des structures lors de la déformation paroxysmale.

Ces déformations P_1 ont pris naissance dans le domaine de la schistosité de fracture, donc dans la partie supérieure du "niveau structural inférieur" selon Arthaud et Mattauer (1969).

Il faut noter enfin l'effet d'écran à la schistosité exercé par les formations compétentes gréso-quartzitiques (formations 2 et 4), qui explique sans doute l'aspect désorganisé de l'évolution géographique de la schistosité décrit par Richert et Perrin (1972) dans le domaine occidental.

La deuxième déformation générale est une torsion de la partie sud des grandes structures (N-S) P_1 vers le Sud-Ouest. L'axe construit de ce grand pli par torsion est orienté Ouest-Est (N114°) et plonge fortement vers l'Ouest. Aucune schistosité n'est associée à ce phénomène.

Des plans de cisaillement subhorizontaux, avec ou sans déplacement, recoupent la stratification et la schistosité et ne semblent pas impliqués dans la torsion. Ces plans apparaissent situés sous le chevauchement des écaillés de l'oued Tarfa (chap. III) et de l'unité de Sidi Abdallah (chap. IV). Ils pourraient donc leur être liés. Il s'agirait, en se référant au travail d'Ellenberger (1963), d'un stade embryonnaire de la tectonique de grand charriage cisailant, dû à un resserrement tangentiel.

Enfin des failles N40° à N90°, normales, avec effondrement peu important du compartiment sud, affectent les plis P_1 synschisteux. Ces failles pourraient être conjuguées, comme Michard l'a mis en évidence dans les Rehamna orientales (1982, épisode D3).

LES ECAILLES DE L'OUED TARFA

Les écaïlles de l'oued Tarfa constituent une bande de terrains, orientée N40°, de 14 km de longueur pour 2 km au maximum de large. Dans notre interprétation ces écaïlles chevauchent, à l'Ouest le domaine occidental autochtone relatif, tandis qu'à l'Est elles sont recoupées par la zone faillée, verticale, de l'oued Tarfa (pl. I et II). Au Sud elles s'ennoient sous les molasses rouges attribuées au Westphalo-Autunien. Ces écaïlles sont au nombre de 3 : une écaïlle para-autochtone à la base et à l'Ouest de l'édifice et deux écaïlles considérées comme allochtones.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

A - ECAILLE PARA-AUTOCHTONE

L'écaïlle para-autochtone est composée de fragments dissociés de la formation 4, ou quartzites d'El Hank, facilement identifiables. Nous nous bornerons à localiser les affleurements et à indiquer les membres concernés.

Le segment nord, en rive droite de l'oued Oum-er-Rbia (fig. 36), est constitué essentiellement par le membre b (quartzites clairs). Les couches en polarité normale ont un pendage fort vers l'Ouest. Le membre c (quartzites sombres) n'affleure que sporadiquement au front actuel du chevauchement (fig. 36). Certains affleurements, situés immédiatement à l'Est du membre b semblent correspondre au membre a, cependant leur exigüité ne permet pas d'être catégorique. La position relative de tous ces affleurements confirme que la polarité générale de la série lithostratigraphique est tournée vers l'Ouest.

Le tronçon central (fig. 37), situé au Nord-Est du point coté 312 El Khenifra, est constitué uniquement de fragments du membre c de la formation 4 (quartzites sombres). La polarité de ce tronçon est également tournée vers l'Ouest.

Enfin, le segment méridional (pl. I) situé à l'Ouest du point coté 330 Kerkour-Sidi-Ali montre à l'affleurement, malgré une forte dilacération d'origine tectonique, des fragments des membres b et c de la formation 4 avec cette fois une polarité tournée vers l'Est.

B - ECAILLES ALLOCHTONES

Ces écaïlles reposent, par l'intermédiaire d'un contact tectonique, soit sur l'écaïlle para-autochtone soit directement sur le domaine occidental (pl. I et fig. 36 et 37). Comme la construction d'un log synthétique est difficile du fait de la très forte tectonisation du matériel, nous ne présenterons que des coupes partielles. Les roches constituant ces écaïlles sont d'origine détritique, non datées paléontologiquement.

1 - Ecaïlle allochtone I

Six coupes de direction est-ouest sont nécessaires pour décrire les différents faciès rencontrés (fig. 38). Il n'existe pas de continuité d'affleurement dans ces coupes.

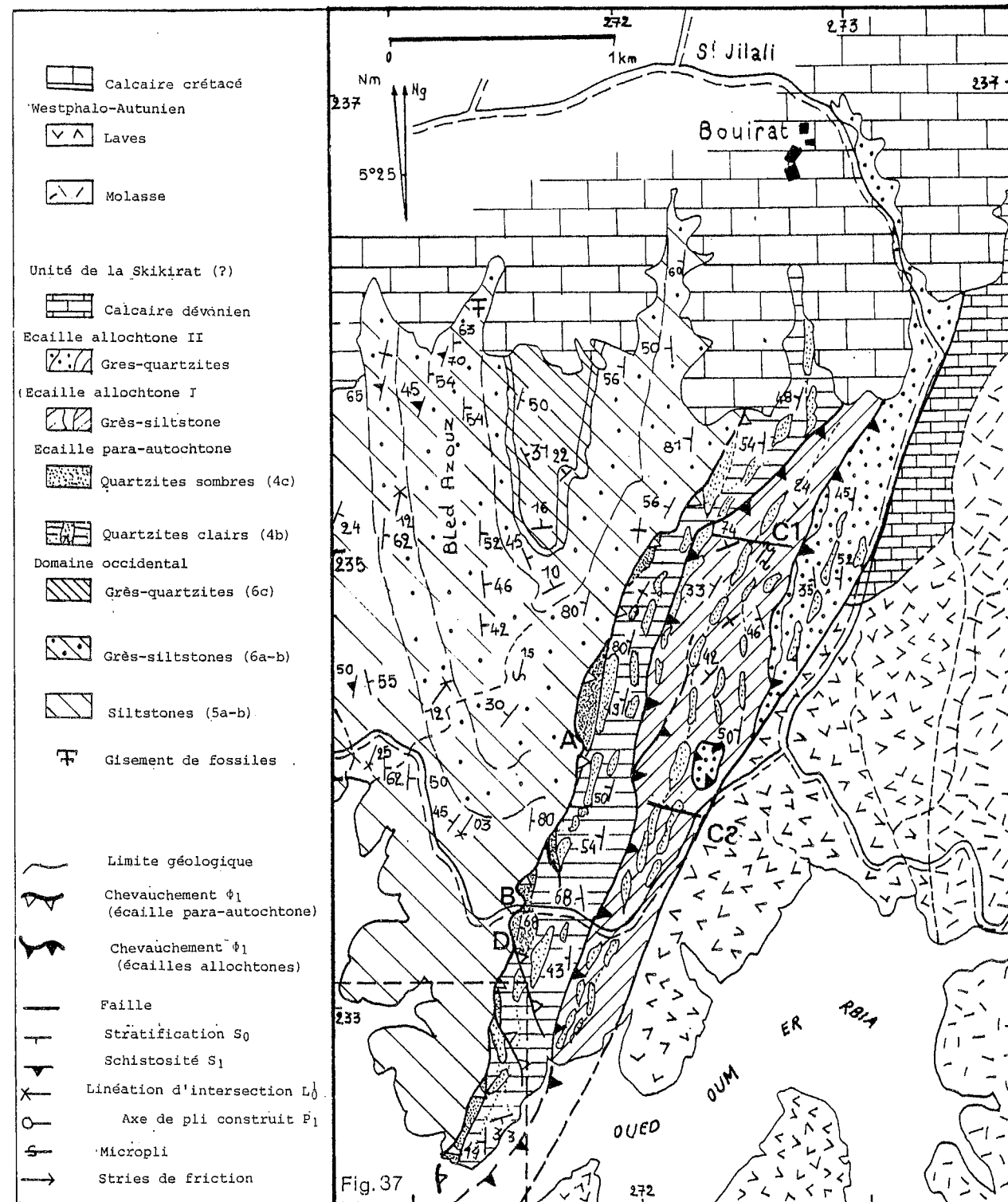


Fig. 36 : CARTE GEOLOGIQUE DU SYNCLINAL DE BLED-AZOUZ ET DES ECALLES DE L'OUED TARFA, en rive droite de l'oued Oum-er-Rbia. Position des coupes C₁-C₂ de la figure 38 et des points A et B de la figure 40.

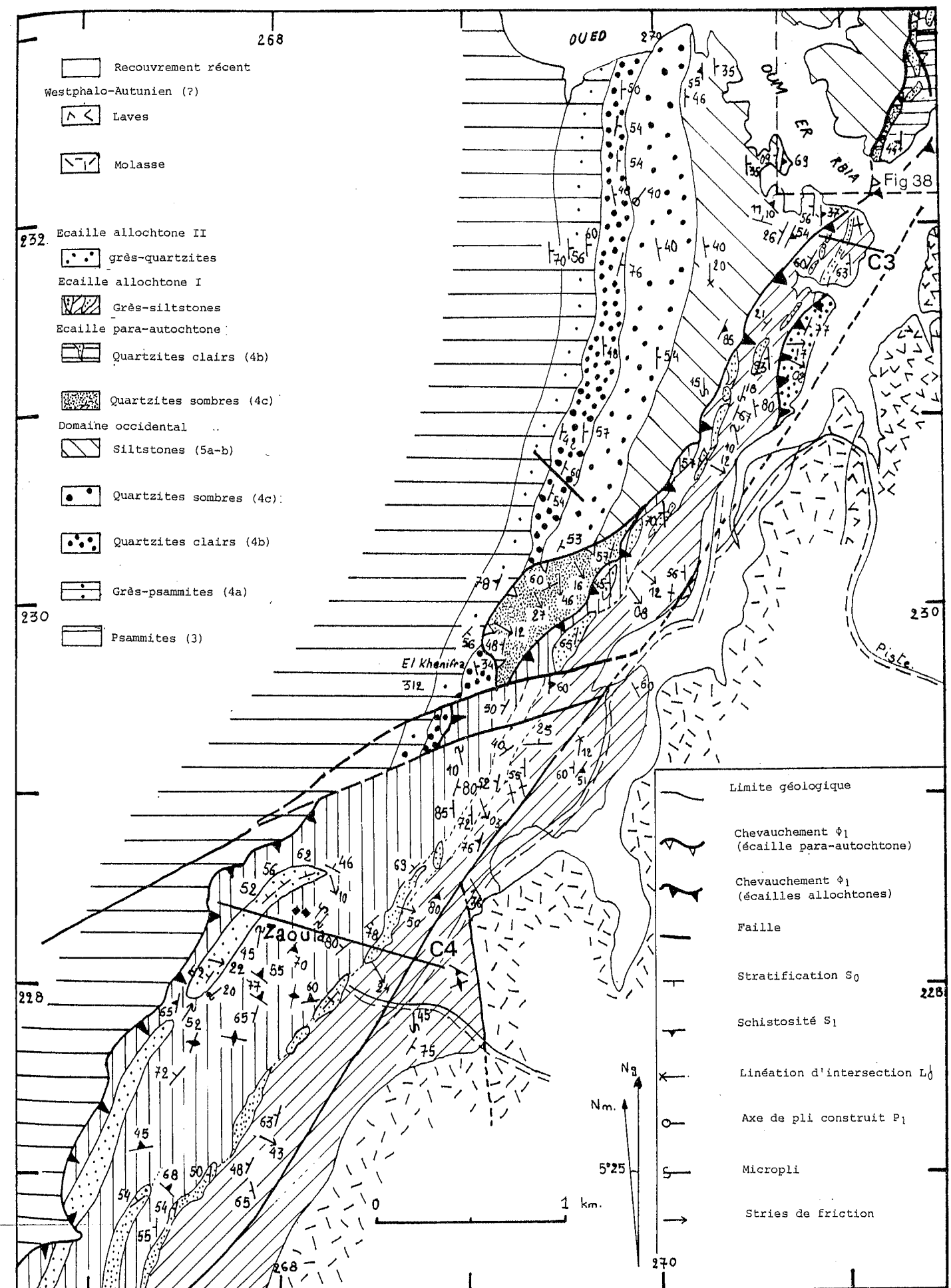


Fig. 37 : CARTE GEOLOGIQUE DU SYNCLINAL DE BLED-AZOUZ ET DES ECALLES DE L'OUED TARFA, en rive gauche de l'oued Oum-er-Rbia. Position des coupes C₃-C₄ des figures 38 et 39.

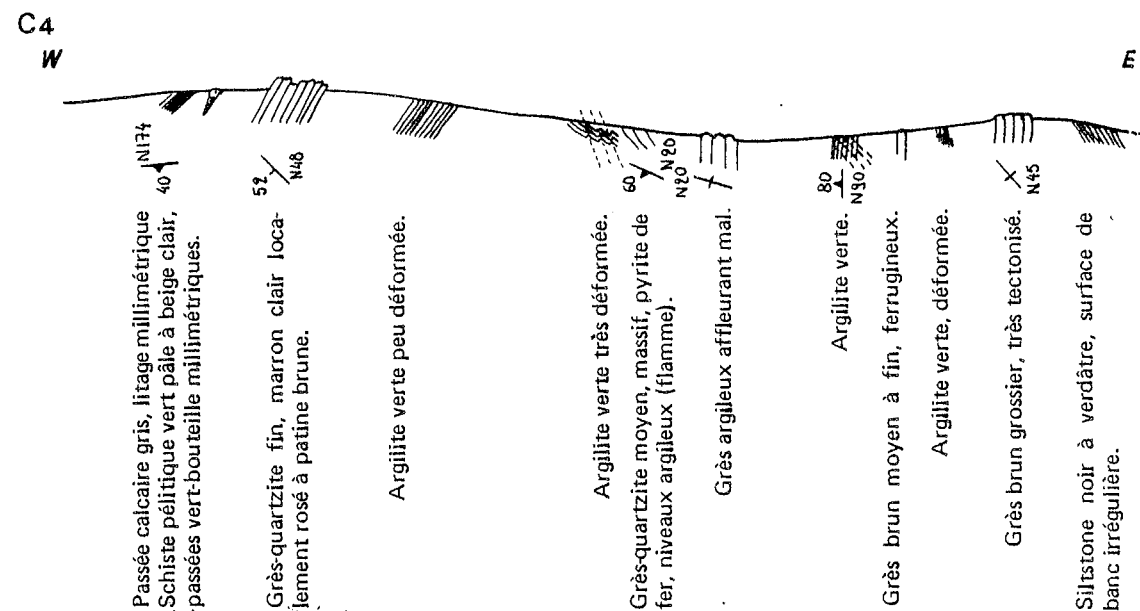
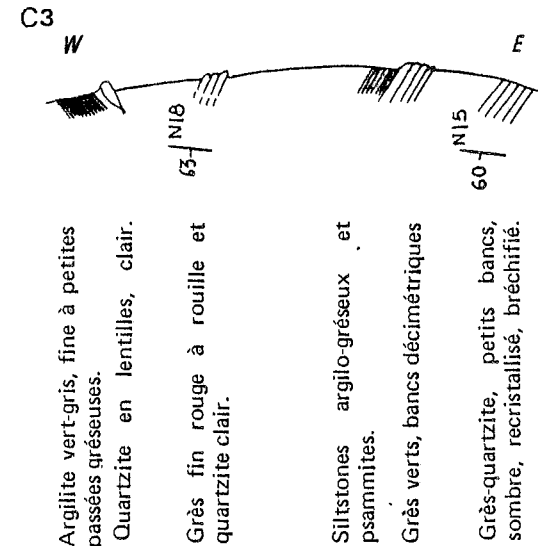
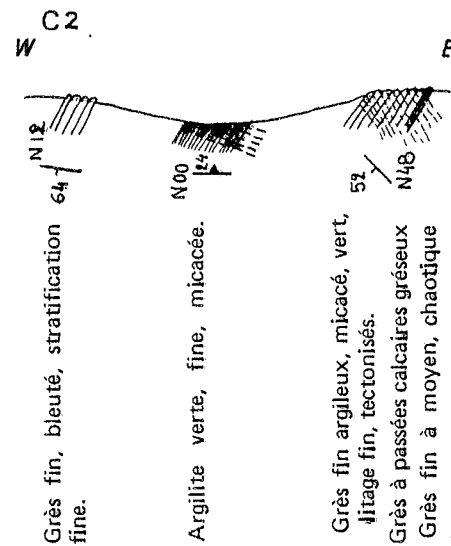
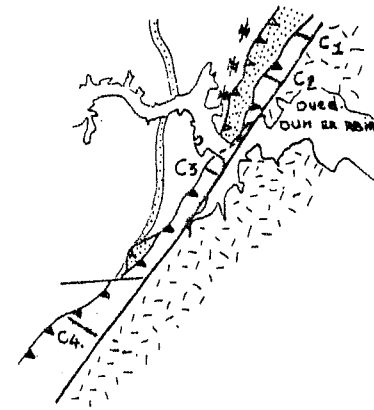
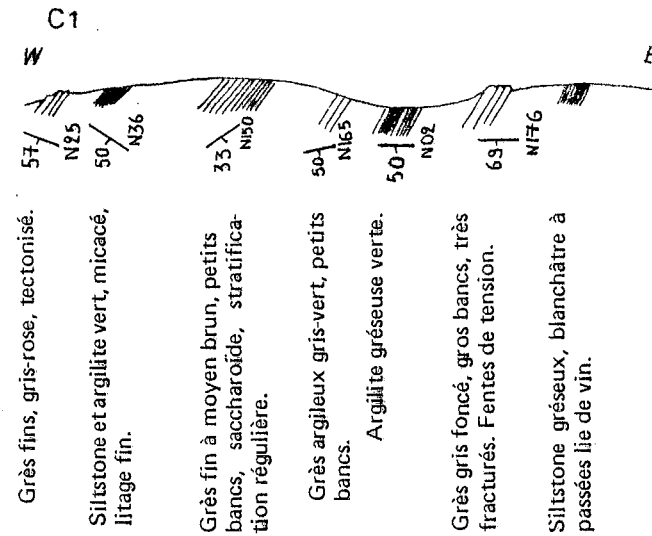


Fig. 38 : COUPES LITHOLOGIQUES DANS LA PARTIE NORD DE L'ÉCAILLE ALLOCHTONE I

La coupe C1, effectuée dans la partie nord de l'écaille, présente des faciès gréseux à granulométries et couleurs variables séparés par des siltstones plus ou moins gréseux.

La coupe C2, située à 600 m au Sud de la précédente, montre deux affleurements gréseux séparés par des argilites vertes micacées. Le faciès gréseux oriental a la particularité de renfermer quelques passées de calcaire gréseux bréchique de 30 cm d'épaisseur.

La coupe C3, située à proximité de l'embouchure de l'oued Tarfa, est formée de grès et de quartzites, de siltstones, de psammites et d'arkoses.

Arkose (échantillon RAR 408 ; $x = 271,1$ $y = 228,1$)

Texture : détritique à grains légèrement engrenés.

Éléments figurés (70%) : quartz engrenés de 150 μ (55%) ; plagioclases de 50 μ altérés en séricite (20%) ; feldspaths alcalins, ronds (5%) ; muscovites détritiques fibreuses ; sphène ; calcite secondaire isolée ou en remplissage de fracture.

Matrice (20%) : argileuse, sériciteuse.

La coupe C4, montre d'Ouest en Est des argilites vert pâle, un niveau carbonaté, une barre repère de grès-quartzites marron clair à roses (10 m de puissance environ), des argilites vertes, des grès-quartzites à pyrite de fer, un ensemble argilo-gréseux, des grès brun foncé (4 m), des siltstones verdâtres à noirs. Aucune symétrie n'étant visible dans cette coupe, il est peu probable qu'il s'agisse d'une structure anticlinale comme le suggère Michard (1982).

La coupe C5 (fig. 39), a la particularité de présenter un faciès de grès-quartzites à passées très grossières, marron clair, identique à celui de la barre repère de la coupe 4. Cette barre (R) est composée de grès grossiers. Les grains de quartz dont la taille peut atteindre 3 mm sont bien roulés, légèrement allongés, translucides à blancs et isolés dans une matrice fine marron. Aucun granoclassement ni critère de polarité n'a pu être observé. Cette barre (R) se prolonge au Nord jusqu'à 750 m au Nord-Est du douar Zaouia. A 500 m au Nord-Est du point coté El Khenifra ($x = 269,9$ $y = 230,1$) se trouvent des grès-quartzites de faciès identique.

La coupe C6, montre à nouveau la barre repère (R) de grès-quartzites marron. Dans sa partie orientale, cette coupe montre pour l'essentiel des siltstones.

Quelques lames minces précisent les caractères lithologiques des roches de cette écaille.

Schiste pellitique (échantillon RAR 488 ; $x = 269,3$ $y = 229,5$)

Texture : métamorphique, nématoblastique ; faciès schistes verts.

Éléments figurés (50%) : "rognons" millimétriques, allongés dans la schistosité S_1 , constitués d'un fond de chlorite, de petites muscovites et de quartz. Ces rognons sont recoupés par des filonets de quartz (50%) ; grandes chlorites fibreuses de 130 μ , flexueuses, allongées dans la schistosité S_1 ; chlorites en amandes, filonets de quartz.

Matrice : fine, constituée de quartz (15 μ), de chlorite et de séricite.

Déformation : une seconde schistosité, très fruste, perpendiculaire à la première et correspondant à des kinks-bands est visible.

Grès très fin (échantillon RAR 504 ; $x = 269,5$ $y = 229,1$)

Texture : détritique à grains très fins.

Éléments figurés (50%) : quartz de 50 à 100 μ (75%), arrondis à subarrondis, isolés dans la matrice ; plagioclases non altérés (5%) ; feldspath alcalin (5%) ; opaques et zircon peu abondants ; chlorites de 300 μ (10 à 15%), flexueuses, présentant des kinks-bands peu marqués.

Matrice : fine, séricite (50%) orientée dans la schistosité, conférant à la roche un aspect orienté, fibreux.

Grès-quartzite très fin à éléments fins à moyens (échantillon RAR 448 ; $x = 269,6$ $y = 230,2$)

Texture : détritique hétérogranulaire.

Éléments figurés : - éléments grossiers (130 à 250 μ) : quartz (60%) à extinction légèrement ondulante, grains anguleux à subarrondis, présence de nourrissages et parfois engrenages des grains ; plages d'opaques ; - éléments fins (70 μ) : quartz très anguleux (20%), sans nourrissage apparent ; muscovites et plagioclases.

Matrice : sériciteuse, fine, abondante, non orientée et fins agrégats quartzo-sériciteux. La stratification est soulignée par la limite entre éléments fins et grossiers.

Grès feldspathique fin (échantillon RAR 445 ; $x = 269,7$ $y = 230,1$)

Texture : détritique à éléments anguleux à subarrondis.

Éléments figurés (80%) : quartz (70%) en grains localement engrenés, subanguleux (130 à 260 μ) ; plagioclases (10%) de 100 μ environ, non-anguleux à ronds ; feldspaths alcalins altérés ; zircons et biotites détritiques ; muscovites et opaques formant un réseau très net autour des grains.

Matrice (20%), fine, argileuse, très biréfringente : séricite et damourite provenant de l'altération des feldspaths.

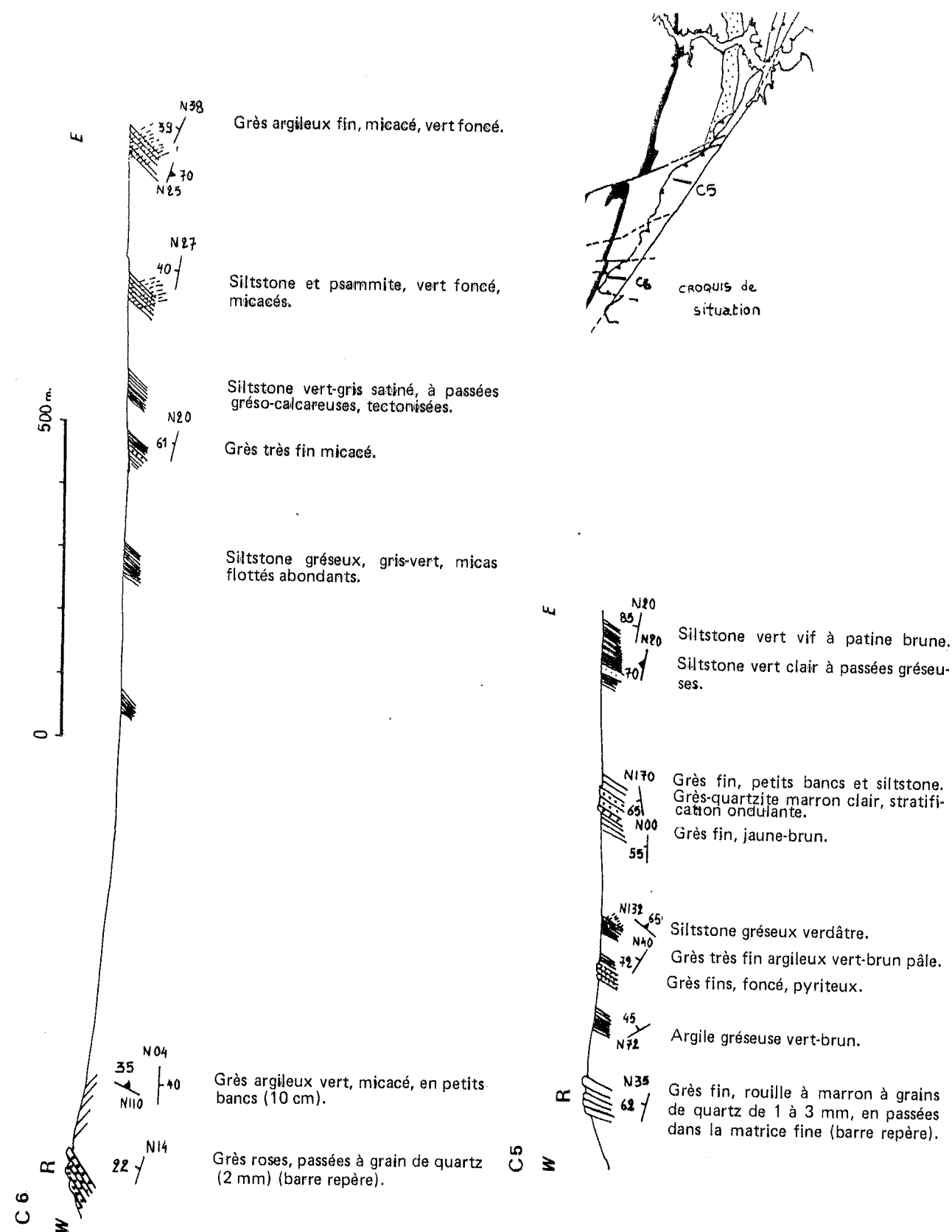


Fig. 39 : COUPES LITHOLOGIQUES DANS LA PARTIE SUD DE L'ECAILLE ALLOCHTONE I

Grès feldspathique fin à très fin (échantillon RAR 409 ; x = 271,2 y = 231,9)

Texture : détritique, présentant un allongement préférentiel très net correspondant à une schistosité S_1 en queue de cheval.

Éléments figurés (75%) : quartz de 150 μ , subarrondis à légèrement anguleux, isolés dans la matrice, très localement suturés (60%) ; plagioclases (10 à 15%) de 50 μ ; feldspaths alcalins (10%) en voie de damouritisation ; rares muscovites détritiques ; calcite secondaire en remplissage de fracture ou en cristaux isolés.

Matrice : argileuse, fine, à séricite orientée soulignant la schistosité S_1 .

Les terrains représentés dans l'écaille allochtone I sont donc constitués de matériel d'origine détritique, essentiellement des grès et des siltstones, de granulométrie généralement fine, exception faite des passées grossières de la barre R. Les faciès rencontrés dans cette unité rappellent étroitement ceux des formations 1 et 2 (siltstones et grès) du domaine occidental.

2 - Ecaille allochtone II

La seconde écaille allochtone a été caractérisée tant par sa position tectonique que par la nature lithologique des roches qui la constituent (fig. 36 et 37). Il s'agit de quartzites, grès-quartzites et arkoses. Sur les surfaces altérées les grains de quartz, incolores, anguleux, sont imbriqués ou isolés dans une matrice rougeâtre abondante. La taille des grains est fine à très fine (100 à 230 μ). La teneur en micas détritiques varie assez fortement. Des changements de teinte, observables sur un même échantillon, sont dus à la fois au pourcentage variable de matrice et à l'altération le long de fractures irrégulièrement réparties. La fracturation est intense et découpe la roche en plans et cupules à grand rayon de courbure. Des taches noires dues à des circulations et des concentrations en oxydes prennent parfois l'aspect de rubans parallèles à la fracturation. Des plans pouvant correspondre à une schistosité S_1 très fruste, sont perceptibles sur surfaces polies.

Ces grès-quartzites ont été assimilés par Michard (1982), sur sa carte au 200.000, à la barre quartzitique d'El Hank (formation 4). La comparaison des diagrammes de diffraction X obtenus à partir des grès-quartzites rougeâtres de l'écaille allochtone II et des niveaux gréso-quartzitiques les plus ressemblants de la formation 4 (El Hank) à Imfout fait apparaître de notables différences dans la composition minéralogique, rendant hypothétique l'assimilation des deux ensembles à la même formation :

- quartzite d'El Hank (Imfout) : quartz, hématite et feldspath rare
- quartzite de l'écaille allochtone II : quartz, kaolinite ou illite et beaucoup de feldspath.

L'étude des lames minces a permis de reconnaître des arkoses (échantillons 288 et 292) dans le segment méridional de l'écaille allochtone II ce qui accentue encore les différences avec la formation 4 des quartzites d'El Hank.

Arkose fine à très fine (échantillon RAR 288 ; x = 272,6 y = 234,6)

Texture : détritique, à grains jointifs peu suturés.

Éléments figurés (80%) : quartz (70%) de 100 à 150 μ , extinction ondulante, contacts localement suturés avec zones de pression, dissolution et resilicification ; plagioclases de la même taille que les quartz (20 à 25%), souvent cassés, grains en contact sans nourrissage secondaire ; feldspaths alcalins altérés ; muscovites (200 μ) d'origine détritique, souvent déformées ; relique de biotite chloritisée ; opaques (hématite et/ou goethite aux rayons X).

Matrice (20%) : peu abondante, à séricite (illite, kaolinite, aux rayons X).

L'écaille allochtone II est constituée de grès, de quartzites et d'arkoses. La forte tectonisation des roches, l'absence de fossiles et de bancs repères rendent la recherche d'analogies délicate. Il semble cependant possible de retrouver dans cette écaille certains des faciès (ordovicien probable) caractéristiques de la formation 4 de l'unité de Sidi Abdallah (voir chapitre IV).

II - EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE

A - TRAVAUX ANTERIEURS

La structure du secteur de l'oued Tarfa a été étudiée par Michard (1967, 1982). Pour cet auteur il s'agit d'une zone broyée correspondant à un *décrochement dextre* de direction N30° séparant le "môle côtier", à l'Ouest, du domaine complexe de Mechra-ben-Abbou, à l'Est. La caractéristique de cette zone broyée consiste en un découpage amygdalaire dans le plan vertical. Le décrochement lié à la tectonique cassante du socle sous-jacent aurait joué avant, pendant et après l'apparition de la schistosité S₁, le dernier rejeu donnant naissance au bassin de Mechra-ben-Abbou durant le Westphalo-Autunien. Cette zone de décrochement, qui selon cet auteur se prolongerait vers le NNE jusqu'à l'Atlantique et vers le Sud jusqu'à la plaine du Haouz, est considérée comme un élément tectonique majeur dans l'interprétation de la chaîne hercynienne du Maroc.

Richert et Perrin (1972), lors d'une mission de reconnaissance, observent dans la région de l'oued Tarfa des chevauchements ainsi que des failles normales mais ne donnent ni chronologie ni explication de ces événements.

Nos observations mettent en évidence à la fois l'existence de chevauchements et de failles verticales dans cette zone. Nous décrirons d'abord le contact de base chevauchant des écaïlles de l'oued Tarfa, puis nous aborderons les structures internes de ces écaïlles ainsi que leurs inter-relations.

B - CONTACT BASAL MAJEUR DES ECAILLES DE L'OUED TARFA.

Le contact entre les écaïlles de l'oued Tarfa, caractérisées par une forte désorganisation tectonique et le domaine occidental, modérément plissé, est oblique sur les structures de ces unités. Il recoupe en sifflet diverses formations lithologiques du domaine occidental. Au Nord (fig. 36), les membres a et b de l'écaïlle para-autochtone surmontent alternativement les membres b et a de la formation 6 puis, vers le Sud, les membres b et a de la formation 5. En rive gauche de l'oued Oum-er-Rbia, l'écaïlle para-autochtone a totalement disparu (fig. 37) et l'écaïlle allochtone I vient directement au contact du domaine occidental, recoupant successivement du Nord vers le Sud les formations 5, 4 et 3. Le tracé cartographique de ce contact est sinueux, surtout dans sa partie sud où il dessine d'importants rentrants dans les vallées. Le pendage construit de cette surface de contact est penté vers l'Est de 20 à 40°. Cette géométrie s'accorde mal avec celle d'une zone faillée verticale et nous interprétons ce contact comme un contact de chevauchement. Cette interprétation est d'ailleurs confirmée par la présence de *troncatures basales et sommitales* (fig. 40), peu pentées (25 à 40° à l'Est) tant au front de ces écaïlles qu'à l'intérieur de celles-ci (fig. 41).

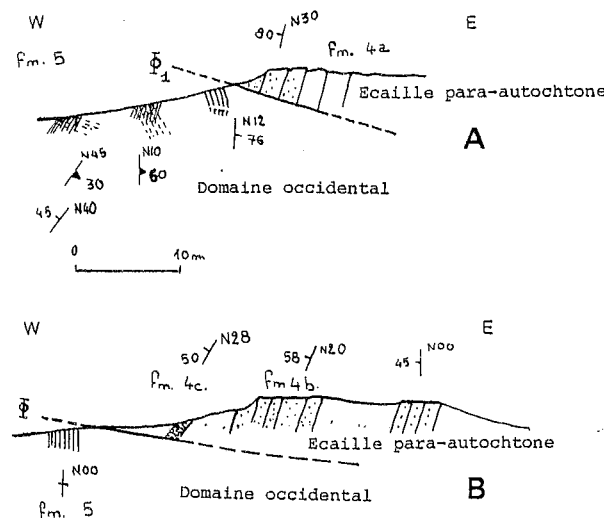


Fig. 40 : CONTACT TECTONIQUE A LA BASE DE L'ECAILLE PARA-AUTOCHTONE. Noter les troncatures basale (écaïlle para-autochtone) et sommitale (domaine occidental). A : x = 271,8 y = 234,2 ; B : x = 271,2 y = 233

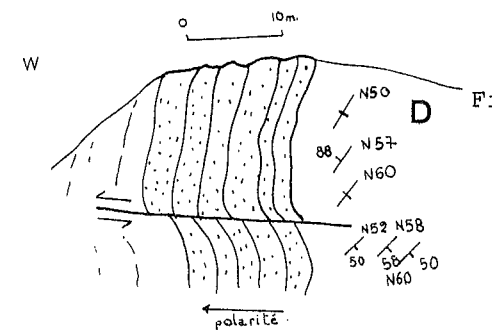


Fig. 41 : CROCHONS D'ENTRAÎNEMENT VISIBLES SUR LES LEVRES D'UN CISAILLEMENT PLAN PEU PENTE A L'EST montrant un déplacement du compartiment supérieur vers l'Ouest, à l'intérieur même de l'écaïlle para-autochtone (x = 271,5 y = 263,5). La position du point D est indiquée sur la figure 36.

Les déplacements des écaïlles se sont effectués vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. Une *mylonite* affleure sporadiquement sous les éboulis quartzitiques. Elle est brun clair, "litée", et a un aspect de phyllonite. Le litage principal a un pendage maximum de 40° vers le Sud-Est. A l'affleurement, aucune linéation d'étirement n'est visible. A la cassure, cette mylonite montre des grains de calcite roses, millimétriques, de forme anguleuse à ocellée, moulés et recoupés par des flammes noires très fines. Le fond de la roche est fin, rosé, découpé en amygdales par ces mêmes flammes.

Mylonite (échantillon RAR 478 ; x = 269,7 y = 230,1 Fig. 42)

Texture : mylonitique, présentant deux surfaces principales d'anisotropie et des amas lenticulaires rubanés, fréquemment de forme sigmoïde.
 Eléments figurés : probablement des restes de charnières synschisteuses ; grains de calcite grossiers ; amas de calcite représentant éventuellement d'anciens lits sédimentaires dilacérés et recristallisés.
 Matrice : il s'agit soit de lit à matériel plus fin, soit d'une diminution de la taille des grains par mylonitisation (sensu stricto).
 Filonnet de calcite présentant une forte croissance des grains.

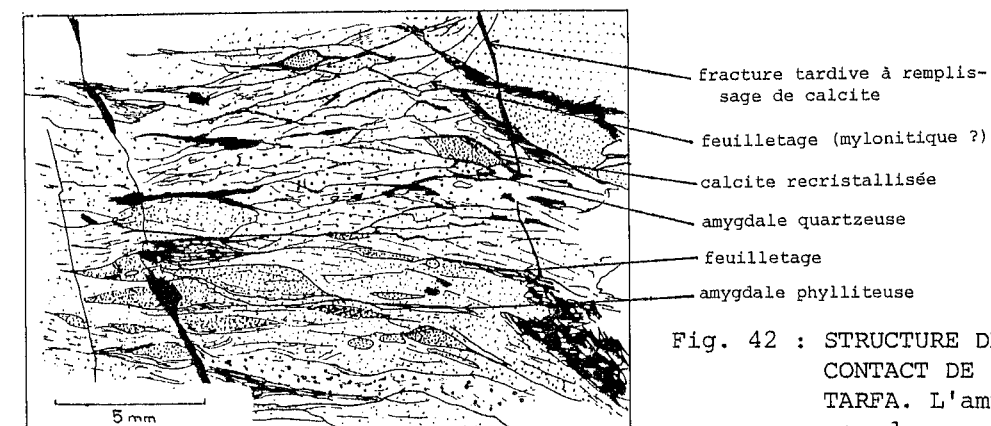


Fig. 42 : STRUCTURE DE LA MYLONITE PROVENANT DU CONTACT DE BASE DES ECAILLES DE L'OUED TARFA. L'amygdalisation est soulignée par des yeux calcitiques et quartzeux. Deux plans de feuilletage sont visibles.

C - STRUCTURE DE L'ECAILLE PARA-AUTOCHTONE

1 - Description

L'écaïlle para-autochtone affleure en un segment nord, un segment central et un segment sud. Il s'agit soit d'écaïlles différentes soit d'une seule écaïlle recoupée par le contact de base de l'écaïlle allochtone I.

Le segment nord est constitué d'une suite d'amygdales gréso-quartzitiques, décimétriques à hectométriques, alignées selon une direction N20°. Ces amygdales sont emballées dans des grès en plaquettes appartenant au membre b de la formation 4. Le pendage moyen

est fort vers l'Ouest. A l'intérieur de l'écaïlle, des plans d'écaillage secondaire, peu pentés, parallèles au contact de base, amènent en superposition anormale du matériel du membre b de la formation 4 sur quelques affleurements appartenant au membre a. Ces cisaillements internes s'accroissent dans la partie sud du segment où les décalages atteignent la dizaine de mètres.

Le segment central de l'écaïlle para-autochtone repose par troncature basale sur la formation 4 du flanc ouest du synclinal sous-jacent, lui-même tronqué sommitalement. Il s'agit probablement, comme pour le segment nord, d'un lambeau appartenant au flanc oriental du synclinal de Bled-Azouz. Le pendage du contact anormal est de 15 à 20° vers le Sud-Est. La bréchification des grès-quartzites sombres (membre c) n'est visible qu'en quelques pointements dans l'oued qui limite le segment au Nord. Les stries de friction relevées sur des plans généralement pentés au Sud-Est sont dirigées N150° avec un plongement de 20° au Sud-Est (fig. 43).

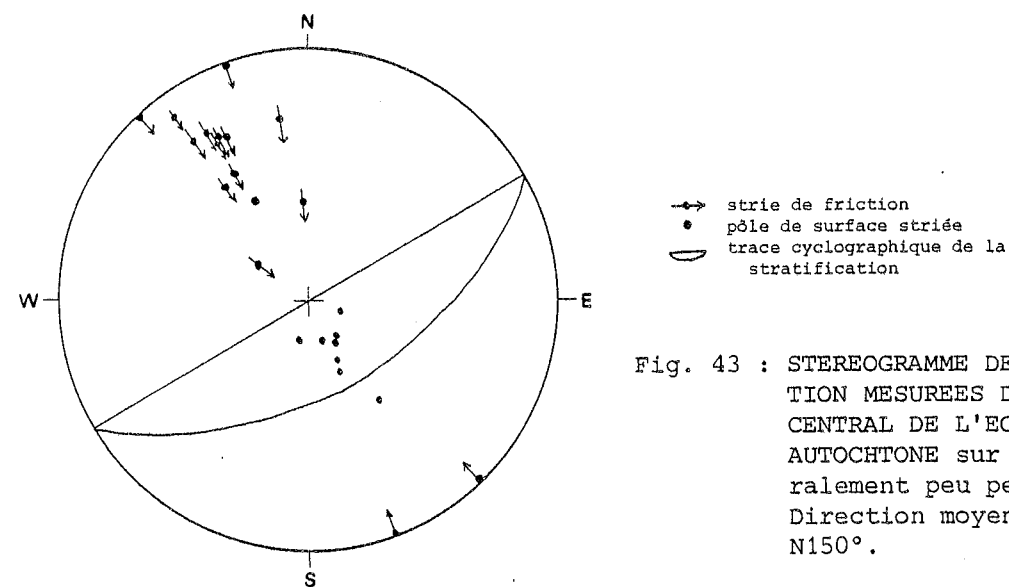


Fig. 43 : STEREOGRAMME DE STRIES DE FRIC-TION MESUREES DANS LE SEGMENT CENTRAL DE L'ECAILLE PARA-AUTOCHTONE sur des plans généralement peu pentés au Sud-Est. Direction moyenne des stries N150°.

Le segment méridional de l'écaïlle para-autochtone repose par l'intermédiaire d'un contact sinueux peu penté à l'Est sur la formation 3 du domaine occidental. Compte tenu de la polarité des couches tournées vers l'Est, ce segment pourrait appartenir soit au flanc ouest du synclinal de Bled-Azouz soit au flanc oriental d'une structure anticlinale située plus à l'Est.

2 - Sens du déplacement de l'écaïlle

La répartition cartographique des différents faciès lithologiques de l'écaïlle para-autochtone comparativement à ces mêmes faciès dans le flanc ouest du synclinal de Bled-Azouz montre, compte tenu des pendages et surtout de la polarité des couches, que les segments nord et central de cette écaïlle correspondent vraisemblablement à une partie du flanc oriental du synclinal sous-jacent. Dans cette hypothèse, ces segments seraient déplacés globalement vers l'Ouest ou le Nord-Ouest. La direction du déplacement est confirmée par celle donnée par les stries de friction (fig. 43 et 44) orientées N130° observées sur les plans de cisaillement, peu pentés, internes à l'écaïlle (fig. 41). Les déplacements se sont donc effectués du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Rais-Assa, 1982, 1983a et b).

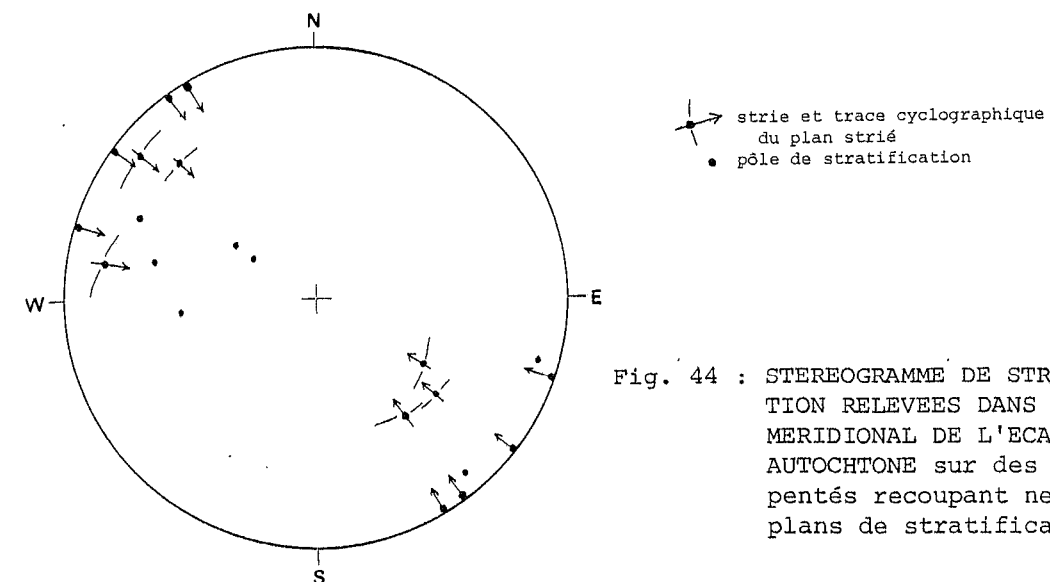


Fig. 44 : STEREOGRAMME DE STRIES DE FRIC-TION RELEVÉES DANS LE SEGMENT MERIDIONAL DE L'ECAILLE PARA-AUTOCHTONE sur des plans peu pentés recoupant nettement les plans de stratification.

3 - Conclusion partielle

Les écaïlles de l'oued Tarfa constituent donc un ensemble qui chevauche le domaine occidental. Les déplacements se sont effectués du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Les plans de cisaillement, connus dans l'ensemble du domaine occidental (mentionnés p. 53) semblent être des manifestations de cette tectonique tangentielle. Selon Ellenberger (1963) "Le stade embryonnaire du phénomène (charriage cisailant) est manifesté par des failles plates (...) issues de la compression tangentielle d'un bâti déjà structuré". Cette description apparaît parfaitement adaptée ici. Rappelons qu'une partie des stries observées dans le domaine occidental présente des directions proches de celles notées dans le contact de base des écaïlles de l'oued Tarfa.

D - STRUCTURES DE L'ECAILLE ALLOCHTONE I

Il s'agit de l'écaïlle la plus développée puisqu'elle affleure sur près de 15 km de long selon une direction N30°. Sa largeur maximale atteint 1,5 km à son extrémité sud.

A l'Est, elle est limitée indifféremment par l'écaïlle allochtone II, la faille de l'oued Tarfa, les molasses post-orogéniques attribuées à l'Autunien (Tisserand, 1976), ou encore par des formations dévono-carbonifères en position tectonique anormale. Elle disparaît au Nord sous les calcaires tabulaires du Crétacé.

A l'Ouest, elle vient en contact, du Nord au Sud, successivement avec l'écaïlle para-autochtone, les formations 5, 4 et 3 du domaine occidental autochtone et enfin, tout au Sud, avec le segment méridional de l'écaïlle para-autochtone.

Gigout (1951) puis Michard (1982) considèrent les terrains que nous avons groupés dans cette écaïlle comme en continuité avec les structures du domaine occidental. Ainsi pour Michard (1976, 1982), la structure anticlinale de Zaouïa, dans le Sud de l'écaïlle, ferait suite au synclinal de Bled-Azouz ; la formation 4 (quartzite d'El Hank), soulignerait une terminaison périclinale nord qui plongerait au Nord. L'absence de symétrie dans la coupe lithologique C4 (fig. 38) et la non continuité des affleurements dans ce secteur rendent cette interprétation discutable.

Trois épisodes tectoniques distincts peuvent être mis en évidence dans cette écaïlle :

1 - Plissement P_1 synschisteux

Des plis P_1 , synschisteux, sont visibles à proximité de la faille de l'oued Tarfa. Ce sont des plis de direction subméridienne, d'amplitude et de demi-longueur d'onde centimétriques, cylindriques, à plan axial subvertical, auxquels est associée une schistosité de fracture S_1 verticale (fig. 45). Le plongement axial, faible, se fait vers le Sud

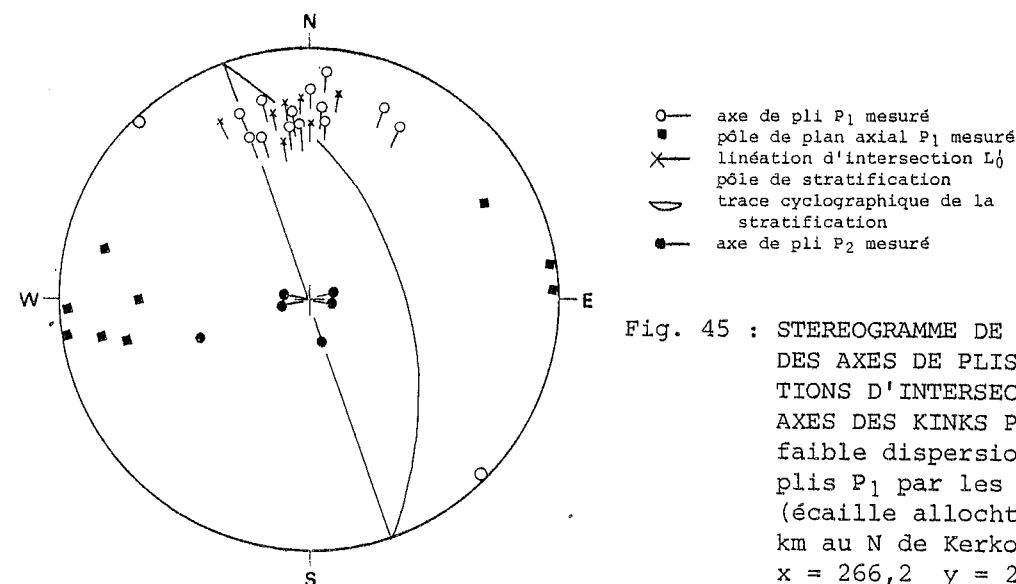


Fig. 45 : STEREOGRAMME DE LA REPARTITION DES AXES DE PLIS P_1 , DES LINEATIONS D'INTERSECTION L_0 ET DES AXES DES KINKS P_2 . Noter la faible dispersion des axes de plis P_1 par les plis P_2 (écaïlle allochtone I, à 2,5 km au N de Kerkour Sidi Ali $x = 266,2$ $y = 225,6$).

comme le montrent aussi les linéations d'intersection. Il faut souligner un certain parallélisme entre les directions des plis P_1 de l'écaïlle allochtone I et celles des plis P_1 du domaine occidental. Ces microplis sont déformés par des kinks tardifs, centimétriques, à fort plongement axial nord et à plan axial orienté Est-Ouest. Ces kinks à axes raides pourraient trouver leur origine dans un des mouvements à composante décrochante de la faille de l'oued Tarfa.

2 - Structuration tangentielle

Cartographiquement, les affleurements qui constituent cette écaïlle se présentent comme un ensemble d'amygdales (fig. 46) dont la direction moyenne d'allongement est

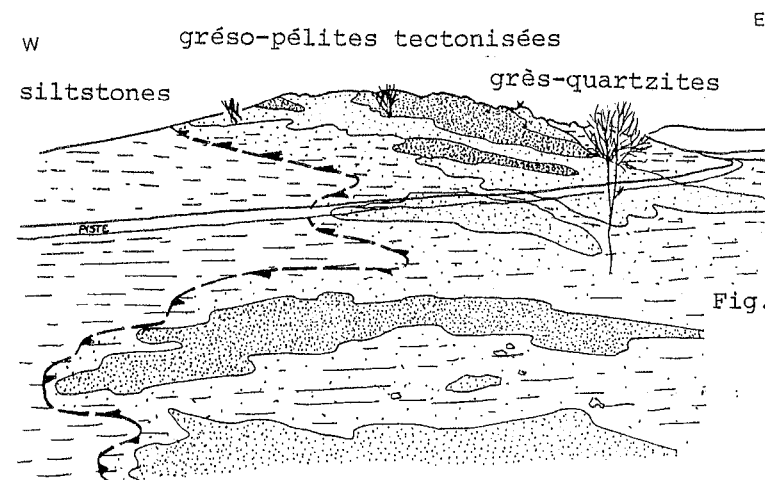


Fig. 46 : PANORAMA MONTRANT L'AMYGDALISATION DE BANCS DE GRES-QUARTZITES DANS DES NIVEAUX DE GRESO-PELITES à proximité d'un contact anormal (sommet de la butte ; $x = 271,8$ $y = 234,3$).

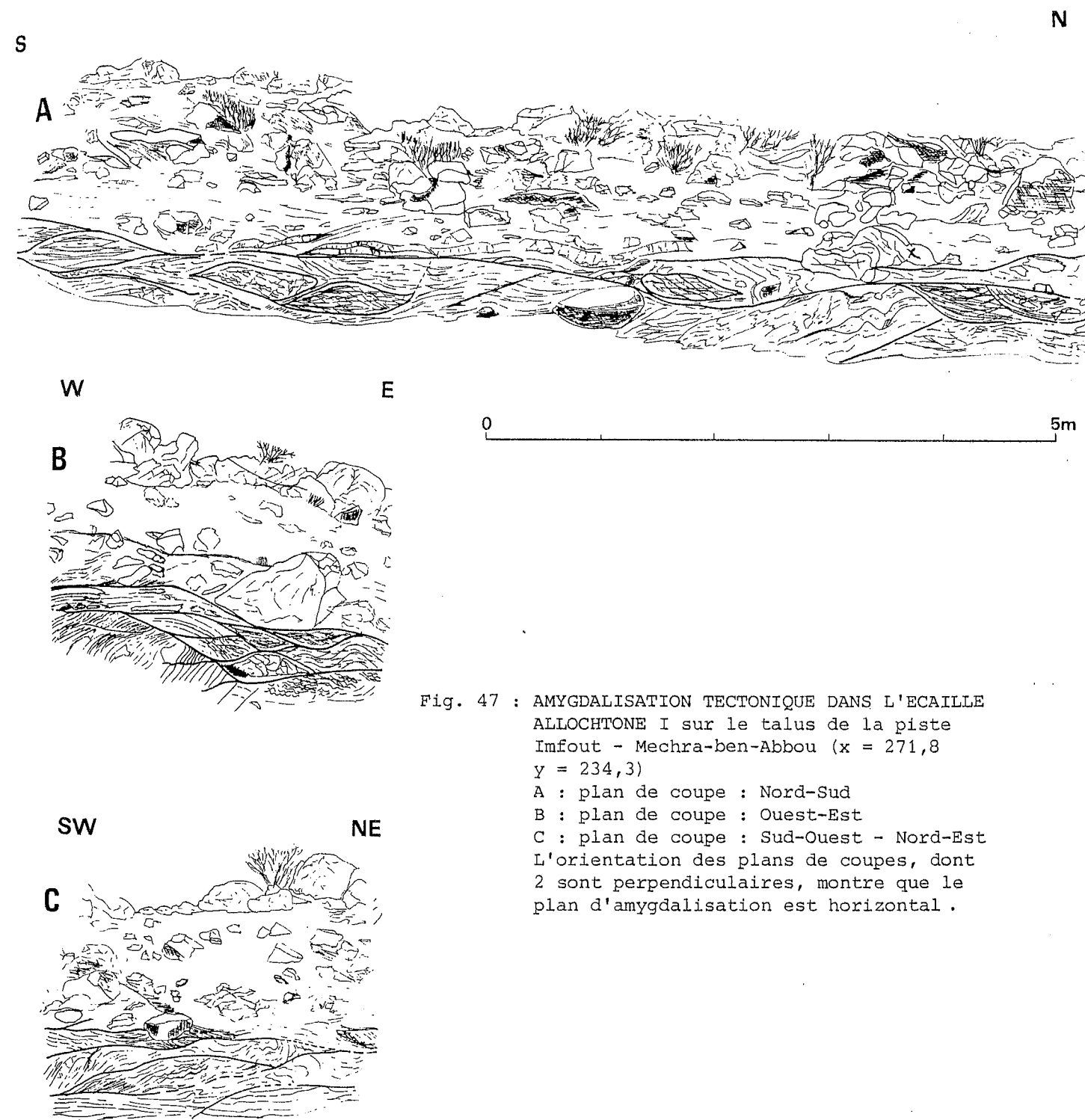


Fig. 47 : AMYGDALISATION TECTONIQUE DANS L'ECAILLE ALLOCHTONE I sur le talus de la piste Imfout - Mechra-ben-Abbou ($x = 271,8$ $y = 234,3$)
 A : plan de coupe : Nord-Sud
 B : plan de coupe : Ouest-Est
 C : plan de coupe : Sud-Ouest - Nord-Est
 L'orientation des plans de coupes, dont 2 sont perpendiculaires, montre que le plan d'amygdalisation est horizontal.

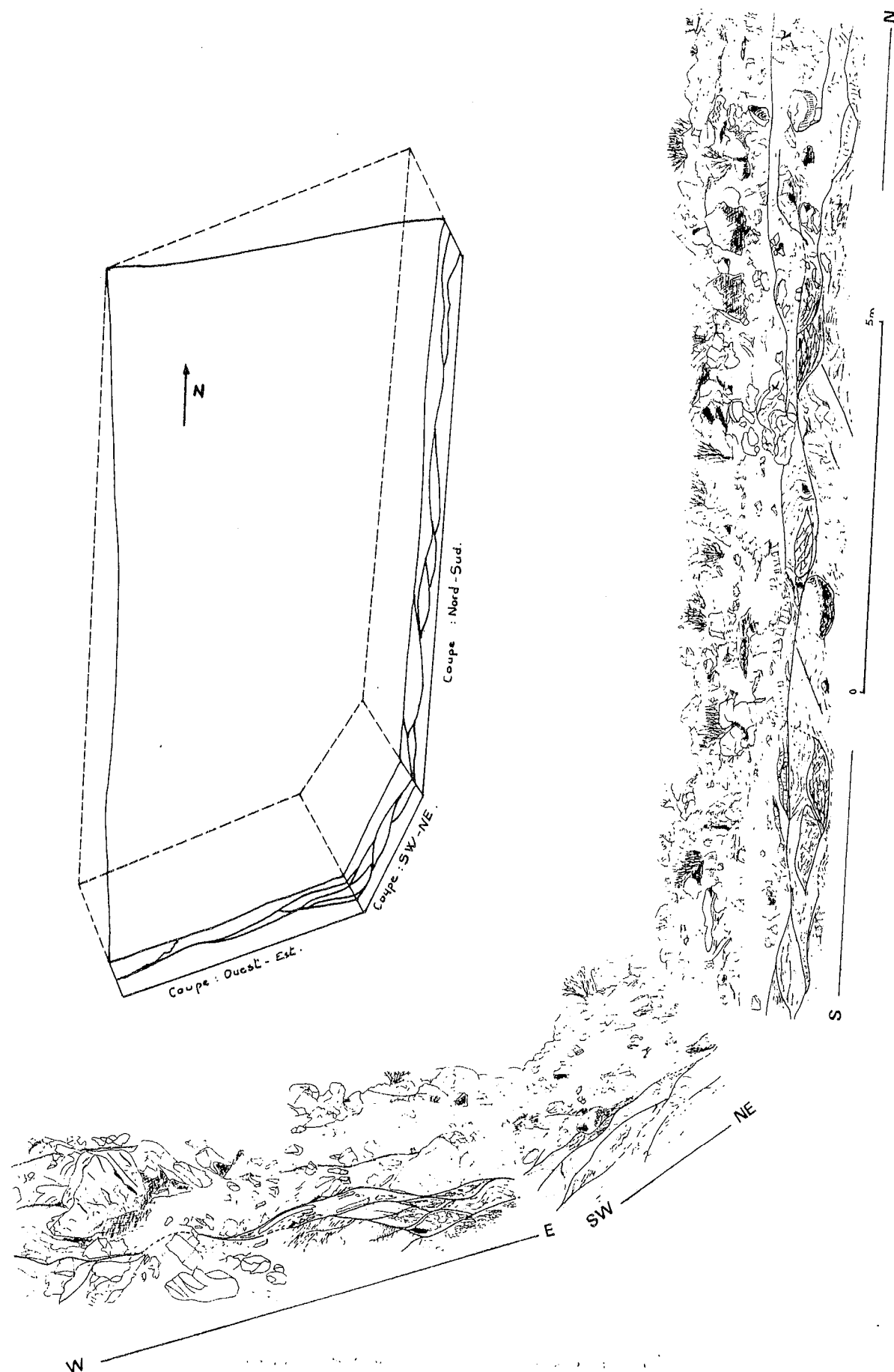


Fig. 48 : BLOC-DIAGRAMME montrant la disposition spatiale des amygdales de la figure 47.

orientée $N20^\circ$ à $N50^\circ$ comme le montrent les lentilles cartographiables de quartzite (fig. 36 et 37). Ces amygdales observées aussi par Michard (1982) ont été interprétées par cet auteur comme une découpe verticale liée au jeu décrochant de la faille de l'oued Tarfa.

Le talus de la piste d'Imfout à Mechra-ben-Abbou ($x = 271,8$ $y = 234,3$) permet de faire des observations très intéressantes quant à la disposition spatiale des amygdales bien que la hauteur de coupe soit réduite (20 à 60 cm). Ce talus, orienté Nord-Sud à l'Est puis Est-Ouest au Sud, permet des observations dans deux plans perpendiculaires (fig. 47). Le contact entre ces différentes amygdales est souligné par des brèches d'épaisseur millimétrique à centimétrique, blanchâtres, pulvérulentes, constituées principalement de matériel silteux. Ce matériel enveloppe des blocs de grès et de grès-quartzite cataclasés et des fragments centimétriques à décimétriques de bancs gréseux. Plus haut dans la topographie, un ensemble d'affleurements métriques à décamétriques de grès et de quartzites découpés en amandes présente des orientations de leurs plans de stratification identiques. Ces amandes, séparées les unes des autres par du matériel psammitique et silteux affleurant mal (fig. 46), correspondent à des lambeaux de bancs. Ce style de déformation en amygdales n'est vraiment caractéristique que dans la zone où affleurent les quartzites. Ces observations conduisent à penser que l'amygdalisation s'est faite dans les trois directions de l'espace (fig. 48).

A l'Ouest du douar Zaouïa, le contact qui sépare l'écaïlle allochtone I, dans ce secteur, de la formation 3 du domaine occidental est sinueux. Il dessine des rentrants importants au niveau des cols ($x = 267$ $y = 226,8$) indiquant un pendage faible vers le Sud-Est.

L'extrémité sud de l'écaïlle ($x = 264,7$ $y = 224,2$) est un exemple typique de troncatures basale et sommitale telles qu'a pu les décrire Ellenberger (1963). Les blocs de grès et de grès-quartzites et les plans d'amygdalisation sont striés. Les stries, observées sur des surfaces généralement peu pentées, montrent tant en rive droite de l'oued Oum-er-Rbia (fig. 49a) qu'en rive gauche (fig. 49b) une forte dispersion des directions.

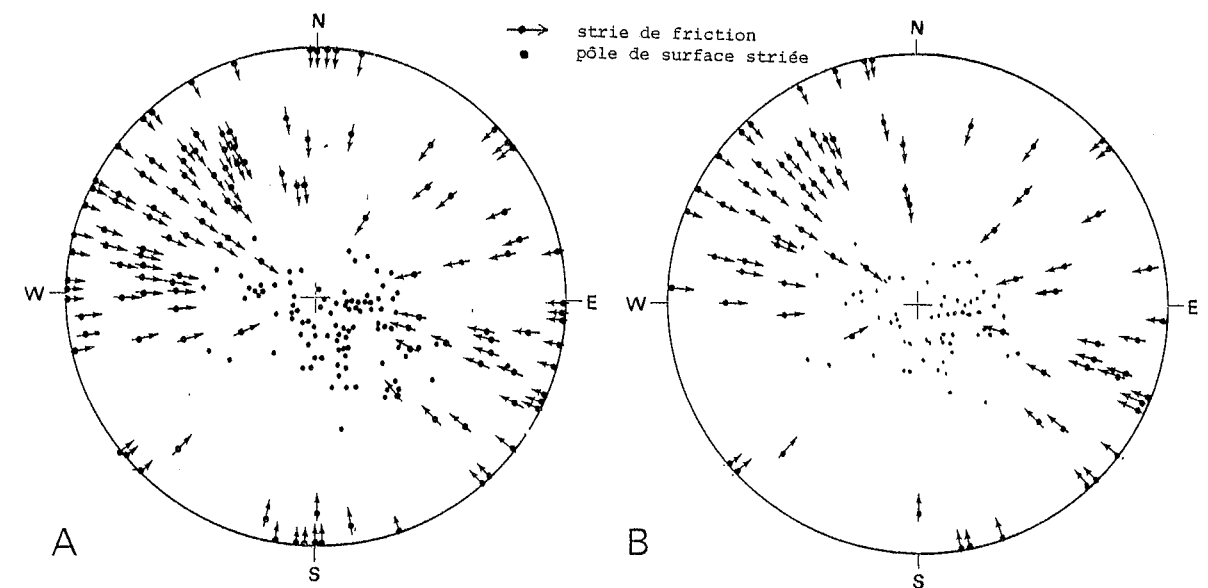


Fig. 49 : STEREOGRAMMES SYNTHETIQUES DES STRIES ET DES SURFACES STRIEES DANS L'ECAILLE ALLOCHTONE I. Noter la forte dispersion des directions des stries et des surfaces striées.

A : rive droite
B : rive gauche

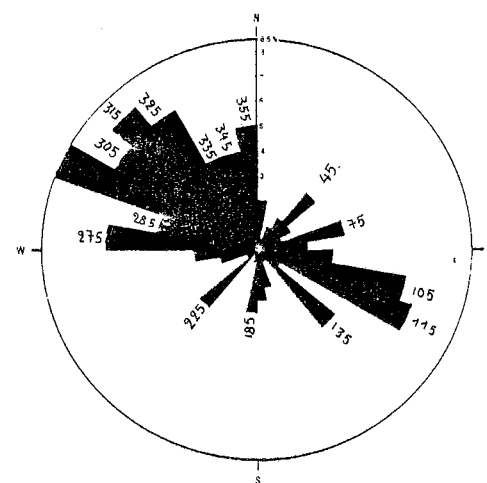


Fig. 50 : DIAGRAMME EN ROSACE DES FREQUENCES DE STRIES DANS L'ECAILLE ALLOCHTONE I (cadran NE : stries plongeant au SW ; cadran SE : stries plongeant au NW). Les stries se répartissent entre $N90^\circ$ et $N180^\circ$, la fréquence la plus élevée se situant à $N115^\circ$ - $N295^\circ$

Une rosace des fréquences de direction de ces stries respectant le sens de plongement (le cadran nord-ouest contient les stries plongeant au Sud-Est et ainsi de suite) fait ressortir (fig. 50) :

- le plongement sud-est de la majorité des stries ;
- deux directions dominantes $N115^\circ$ - $N295^\circ$ et $N135^\circ$ - $N315^\circ$;
- deux autres directions bien représentées $N00^\circ$ - $N180^\circ$ et $N45^\circ$ - $N225^\circ$.

Les stries de direction $N90^\circ$ à $N130^\circ$ pourraient correspondre au premier épisode de tectonique tangentielle. L'origine des autres stries est à chercher éventuellement dans le second épisode de tectonique tangentielle Φ_2 . Des plis d'entraînement post-schisteux, déversés au Nord-Ouest, de direction moyenne $N45^\circ$ et plongeant indifféremment au Nord-Est et au Sud-Ouest (fig. 51) permettent de préciser que le déplacement de cette échelle

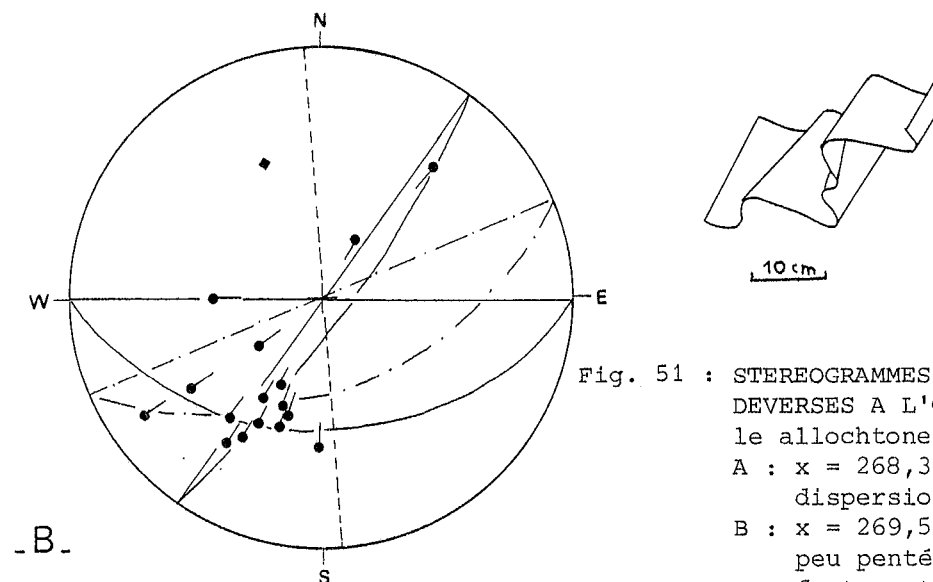
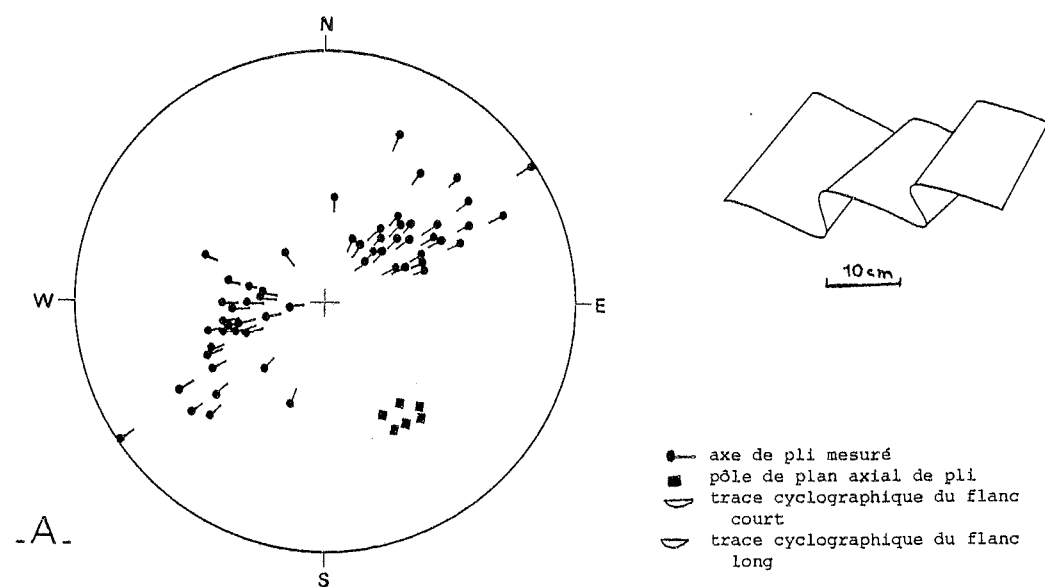


Fig. 51 : STEREOGRAMMES DE PLIS D'ENTRAÎNEMENT DEVERSES A L'OUEST mesurés dans l'échelle allochtone I
A : $x = 268,3$ $y = 228,5$; forte dispersion axiale
B : $x = 269,5$ $y = 229,5$; flanc long peu penté au Sud, flanc court fortement penté à l'Ouest

s'est fait du Sud-Est vers le Nord-Ouest comme celui de l'échelle para-autochtone. Aucun clivage ne semble associé à ces plis.

E - STRUCTURE DE L'ECAILLE ALLOCHTONE II

Cette échelle, d'extension cartographique faible, affleure seulement en rive droite de l'oued Oum-er-Rbia, au Sud des formations calcaires tabulaires crétacées et en rive gauche du même oued à l'embouchure de l'oued Tarfa.

L'échelle 2 est constituée de lentilles décamétriques (fig. 36 et 37) grés-quartzitiques et silteuses. La structuration amygdalaire qui semble liée à la mise en place de cette échelle oblitère complètement les structures antérieures.

A 1 200 m au Nord de l'oued Oum-er-Rbia ($x = 272,1$ $y = 234$) un contact cisailant, plat, sépare une petite klippe de matériel grés-quartzitique de l'échelle I sous-jacente. Le contact peut se suivre tout autour de l'affleurement de la klippe qui a une forme circulaire. Du fait de l'exigüité de la klippe et de la présence de petites failles normales tardives du type de celles de l'oued Tarfa, le pendage du contact est difficile à chiffrer, de l'ordre de 5° à 6° vers le Sud-Est à la base de la klippe il passe à 20° vers l'Est en rive gauche de l'oued Oum-er-Rbia. La direction des stries (fig. 52) relevées

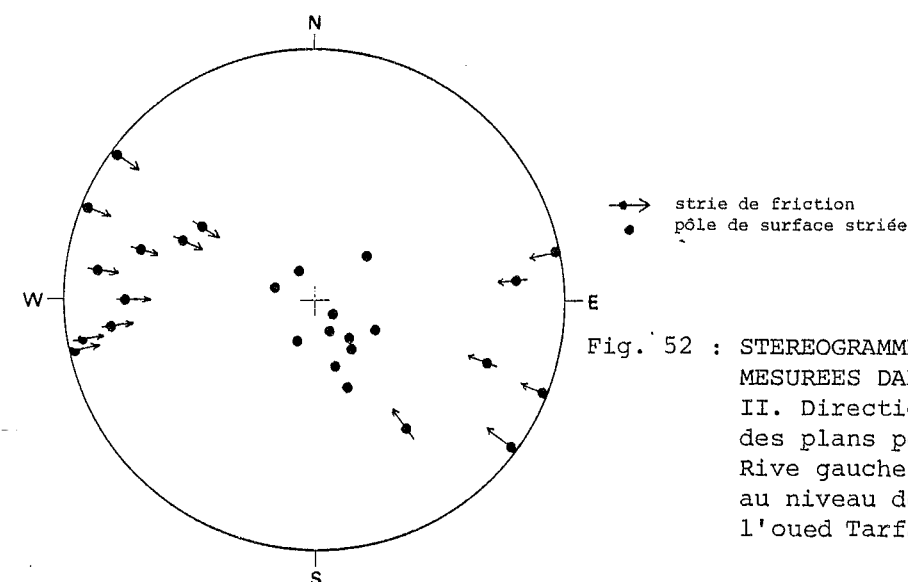


Fig. 52 : STEREOGRAMME DE STRIES DE FRICTION MESUREES DANS L'ECAILLE ALLOCHTONE II. Direction dominante $N100^\circ$ sur des plans peu pentés au Sud-Est. Rive gauche de l'oued Oum-er-Rbia, au niveau de la confluence avec l'oued Tarfa ($x = 270,8$ $y = 231,2$)

sur cette écaille diffère légèrement de celle des stries de l'écaille I (fig. 49) : N100° au lieu de N130°. Les surfaces striées sont faiblement pentées.

F - TECTONIQUE CASSANTE

Les écaillles de l'oued Tarfa sont affectées par des failles N25° à N30° et N70° très visibles en photographie aérienne. Ces failles recoupent à la fois le domaine occidental et les écaillles de l'oued Tarfa. La tectonique cassante est donc postérieure au chevauchement Φ_1 .

1 - Failles N25° à N30°

Ces failles paraissent limitées à un couloir assez rectiligne de 18 km de long et d'une centaine de mètres de large. Il est légèrement oblique aux structures du domaine occidental. Au Nord, ce couloir de failles sépare les écaillles allochtones I et II, à l'Ouest, de terrains calcaires dévoniens et de formations post-orogéniques attribuées à l'Autunien, à l'Est. A l'Est de Zaouïa, il coupe l'écaille allochtone I. Enfin au Sud, il met directement en contact le domaine occidental, à l'Ouest, et le segment méridional de l'écaille para-autochtone, à l'Est. Il disparaît au Nord fossilisé par les formations crétaées tabulaires.

Des brèches sont visibles en plusieurs endroits dans ce couloir (x = 269,5 y = 227,2 ; x = 263,5 y = 228 ; x = 269 y = 229 ; x = 270 y = 229,8 ; x = 266,5 y = 225,1 ; x = 266,6 y = 225,6 ; x = 267 y = 226 ; x = 267,2 y = 225,8).

Gigout (1951) a observé cette faille qui figure sur sa carte comme faille verticale. Il la considère dans sa chronologie comme tardive (post-Westphalo-Autunien) et estime son rejet vertical à 2 500 m.

Michard (1967, 1969, 1982) pense qu'il s'agit d'une portion de ce qu'il a appelé la faille médiane et qui pour lui divise sur 300 km, entre Bouznika au Nord et la plaine du Haouz au Sud, la Meseta marocaine en deux domaines. Il la considère comme précoce, avec un rejeu syn-déformation paroxysmal et enfin un rejeu tardif post-Autunien. Le mouvement relatif serait dextre et normal, le décalage final horizontal étant plurikilométrique, tandis que le rejet vertical serait de l'ordre de 1 500 m au centre de la cuvette de Mechra-ben-Abbou et nul aux deux extrémités.

Les stries verticales que nous avons observées sur certains miroirs de faille indiquent que le dernier ou le plus important des jeux est un effondrement du compartiment oriental. Quelques kinks à axes raides et quelques stries horizontales suggèrent l'existence d'un décrochement. Par contre, aucun pli ni structure suggérant un décrochement n'a pu être observé dans les formations molassiques de l'Autunien probable du compartiment oriental.

Le rejet de cette faille est souligné par la juxtaposition tectonique de terrains attribués d'une part au Cambro-Ordovicien (écaillles allochtones I et II) et d'autre part au Dévonien et à l'Autunien. L'importance du rejet de la faille est basée sur l'épaisseur des terrains compris entre le Cambrien moyen et le Dévonien inférieur à moyen. La présence de chevauchements dans ce secteur ainsi que le faible décalage observé de part et d'autre de la faille, quand celle-ci recoupe le Sud de l'écaille allochtone I, conduisent à envisager un rejet beaucoup plus faible, de l'ordre de quelques centaines de mètres. Enfin, il faut noter la présence de terrains attribués au Dévonien dans le secteur de Sidi Meftah ce qui tend à minimiser la puissance de la formation molassique autunienne et donc du rejet de la faille créant ce bassin.

2 - Failles N70°

Elles sont localisées en rive gauche de l'oued Oum-er-Rbia. Recoupant les mégastructures P_1 et la schistosité S_1 du domaine occidental sur plusieurs kilomètres, elles

provoquent des décalages décamétriques à hectométriques. Elles ont un jeu apparent en décrochement dextre (stries horizontales) mais aussi en faille normale verticale (stries verticales) avec effondrement du compartiment sud. Certaines d'entre elles recoupent le couloir faillé de l'oued Tarfa et les formations molassiques post-orogéniques.

III - CONCLUSION

Les écaillles de l'oued Tarfa sont constituées de matériel détritique. L'écaille para-autochtone offre le faciès de la formation 4 du domaine occidental. L'écaille allochtone I semble constituée de faciès des formations 1 et 2 du domaine occidental. Enfin l'écaille allochtone II a des faciès qui rappellent plutôt les faciès cambro-ordoviciens de l'unité de Sidi Abdallah que ceux du domaine occidental.

Ces écaillles constituent un ensemble qui chevauche le domaine occidental, l'écaille para-autochtone provenant pour sa majeure partie du flanc oriental du synclinal de Bled-Azouz. Ces écaillles ont subi une évolution tectonique polyphasée, à savoir :

- Plis P_1 , synschisteux, rappelant par leurs caractères ceux du domaine occidental.

- Tectonique tangentielle majeure Φ_1 qui amène les écaillles sur le domaine occidental par l'intermédiaire de contacts bréchiques pentés au Sud-Est de 20° à 30°. Les déplacements se sont effectués du Sud-Est ou de l'Est vers le Nord-Ouest ou l'Ouest. La reconstitution de structures du même style que celles connues dans le domaine occidental nous conduit à proposer un déplacement minimal de 2 km pour l'écaille para-autochtone et de 8 km pour les écaillles allochtones. Les conditions de la déformation varient selon la compétence du matériel, ainsi les quartzites sont-ils simplement cisailés et fracturés tandis que le matériel incompetent (argilites et siltstones) réagit plus plastiquement (début de mylonitisation). Dans certains cas des plis d'entraînement sans schistosité sont visibles. La déformation Φ_1 s'est effectuée au-dessus du front supérieur de la schistosité, dans le domaine structural moyen (au sens défini par Arthaud et Mattauer, 1969).

- Tectonique cassante, subverticale, tardive, caractérisée par des failles N20° à N30° qui présentent un jeu principal normal avec localement une composante en décrochement dextre à très faible déplacement.

L'âge de ces déformations est difficile à cerner faute de marqueurs :

- post-Arenig et anté-Autunien probable pour les deux premiers épisodes ;

- post-Autunien probable et anté-crétacé pour le dernier jeu de la tectonique cassante.

Un calage plus précis sera fourni par l'étude des deux unités suivantes : l'unité de Sidi Abdallah et l'unité de la Skikirat.

UNITÉ DE SIDI ABDALLAH

L'unité de Sidi Abdallah est constituée de la série grés-argileuse du Draa Guessaa (Ordovicien probable) et de formations conglomératiques dont l'une est datée du Dévonien moyen-inférieur. Elle repose tectoniquement sur le domaine occidental à l'Ouest et disparaît à l'Est sous l'unité de la Skikirat. Elle est limitée au Nord et au Sud par des formations post-orogéniques.

Gigout (1951) attribue à l'Ordovicien les grès-quartzites du Jorf qu'il considère en position anticlinale. Il étudie (1951-1955) les conglomérats de Sekhira-es-Slimane et de Sidi Abdallah, attribuant les premiers au Dévonien.

Piqué (1972) individualise dans la série du Draa Guessaa trois termes qui sont de bas en haut : les *phyllades* et *grés-phyllades* bioturbées attribuées à l'Arenig, les *grès-quartzites* attribués au Llandeilo-Llanvirn et les *quartzites supérieurs* attribués au Caradoc.

Hoepffner et al. (1972) datent les conglomérats du vallon d'El Aouine du Dévonien moyen-inférieur (voir annexe I, gisement 103).

La première étude descriptive des séries conglomératiques du massif hercynien des Rehamna remonte à Gigout (1956). Piqué (1972, 1973 et 1975) complète les observations de cet auteur par une approche plus mathématique de la déformation.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

Les subdivisions lithostratigraphiques introduites par Piqué (1972) ont été retrouvées sur le terrain. Cependant, la présence de discontinuités tectoniques incite à une certaine prudence. C'est pourquoi des logs ont été levés dans chaque ensemble homogène. Ils nous ont permis de définir 10 formations numérotées 1, 2, 3, 4, 5, 9a, 9b, 9c, 10 et 11. Une tentative de corrélation sera faite à la fin de l'étude lithostratigraphique.

A - LES FORMATIONS DU DRAA GUESSAA

1 - Formation 1 : log 1 (fig. 53)

La formation 1 affleure au coeur de l'anticlinal du Draa Guessaa et doit être de ce fait considérée comme la plus ancienne. Elle est située au Sud de la faille d'Arakna. Elle disparaît au Sud sous les formations tabulaires crétacées. Il s'agit de psammites silteux, versicolores, rouges à gris-vert, affleurant sur une épaisseur de l'ordre de 100 m. La stratification y est bien visible, fréquemment bioturbée. Ces psammites passent progressivement à des siltstones sombres, peu micacés, renfermant des passées centimétriques légèrement plus grossières et micacées.

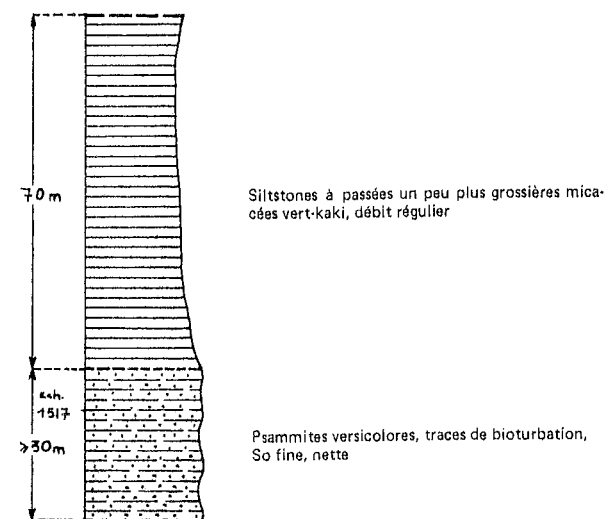


Fig. 53 : LOG 1 - FORMATION 1 DE LA SERIE DU DRAA GUESSAA (Localisation planche h.-t. IV)

Psammite (échantillon RAR 1517 ; x = 266,6 y = 217,9)

Texture : alternance de niveaux grés-quartzitiques et pélitiques.

Éléments figurés : - niveaux grés-quartzitiques : grains de quartz (60%) suturés à engrenés (200 μ), avec nourrissage secondaire ; quelques muscovites (100 à 150 μ), détritiques, en baguettes (10%) ; tourmaline et zircon ;

- niveaux pélitiques : muscovites (150 à 220 μ) flexueuses disposées selon S_0 et petites muscovites disposées selon S_1 .

Matrice : liant argileux fin (séricite).

Déformation : schistosité S_1 bien marquée, réfractée dans les bancs compétents.

2 - Formation 2

a - log 2 (fig. 54)

La coupe qui a permis de dresser ce log est limitée au Nord par un contact tectonique. Ce log (200 m) montre de bas en haut : des psammites et des grès micacés verdâtres qui passent progressivement à des phyllades micacées, bleu-vert, bioturbées. Il se termine par une alternance métrique de phyllades gréseuses très micacées, de grès-quartzites et de grès blancs.

Phyllade micacée (échantillon RAR 1511 ; x = 267 y = 218,3 ; fig. 55 a et b)

Texture : alternance millimétrique à centimétrique de niveaux phylliteux et phyllito-quartziteux plissés ; schistosité S_1 irrégulière ; schistosité S_2 de fracture.

Éléments figurés : - niveau phyllito-quartziteux : quartz (50%), anguleux (200 μ), sans phénomène de nourrissage, jointifs ou isolés dans la matrice ; muscovites détritiques (15%) disposées dans la schistosité S_0 , fines et longues (100 μ x 5 μ) ; feldspaths (5%) altérés ; matrice fine (30%), sériciteuse, en paillettes provenant en partie de l'altération des feldspaths ;

- niveaux argileux fins : quartz (60%), 50 μ , anguleux à subarrondis, isolés dans la matrice ; muscovites (20%), très longues, fines, non altérées, allongées selon S_0 mais aussi selon S_1 ; zircons détritiques, anguleux ; matrice (30%) très fine, riche en oxydes.

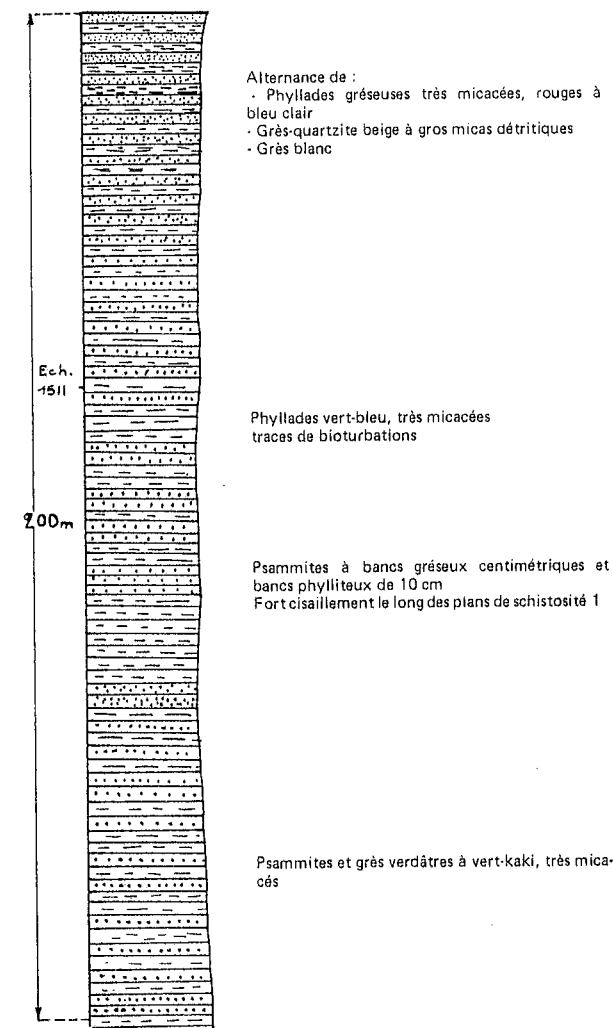


Fig. 54 : LOG 2 - FORMATION 2 DE LA SERIE DU DRAA GUESSAA (localisation planche h.-t. IV)

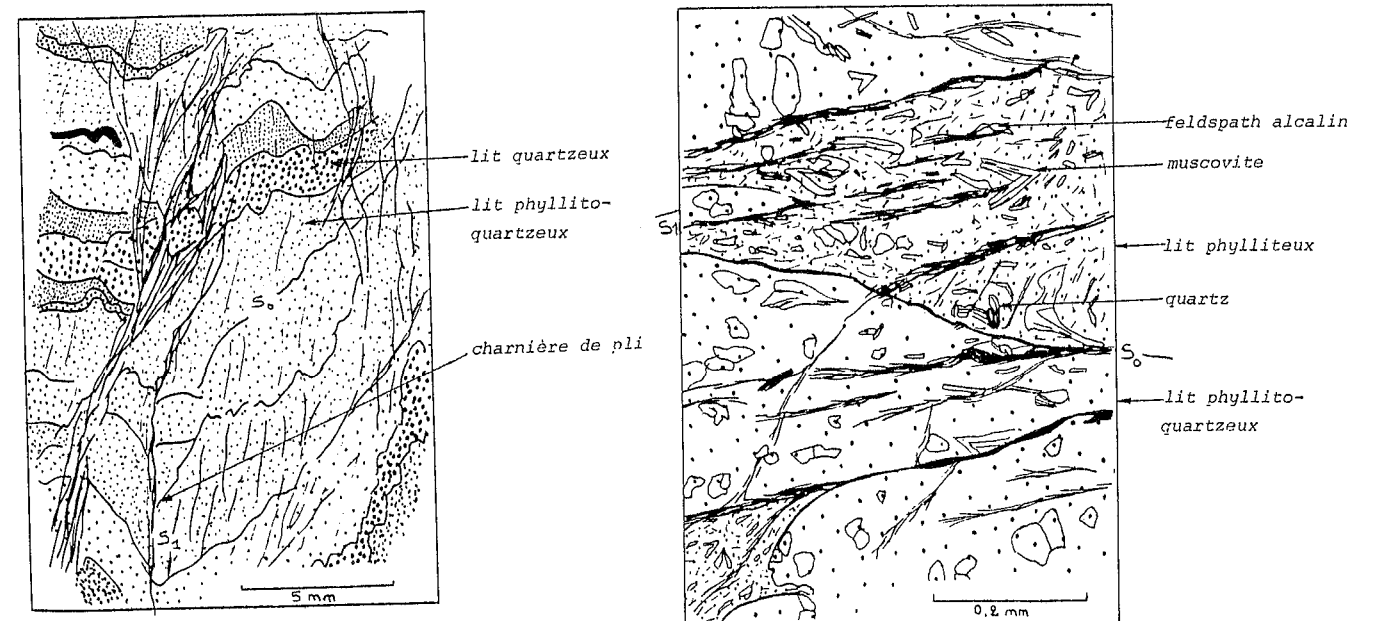


Fig. 55 : STRUCTURE D'UNE PHYLLADE MICACÉE DE LA FORMATION 2 (échantillon RAR 1511 ; x = 267 y = 218,3). La schistosité S_1 est fruste (phénomène de pression-dissolution le long de zones de clivage serré), mieux exprimée dans les niveaux compétents.

b - log 3 (fig. 56)

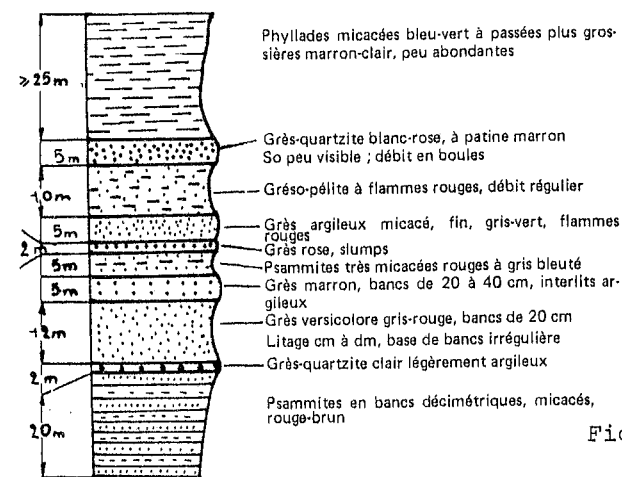


Fig. 56 : LOG 3 - FORMATION 2 DE LA SERIE DU DRAA GUESSAA (localisation planche h.-t. IV)

La coupe qui a servi à dresser ce log a été levée dans le secteur de Mennfekh, à l'Est de Biedna. Elle est limitée par une faille au Nord-Ouest et par un contact anormal à l'Est. Le log montre un membre grésop-sammitique constitué de trois ensembles : 2 ensembles psammitiques (20 et 25 m) formés par une alternance décimétrique de grès micacés rouge-brun foncé et de siltstones micacés de même couleur, séparés par un ensemble gréseux (46 m). Aucun conglomérat n'a été observé dans cette coupe, contrairement à la notation figurant sur la carte de Piqué (1972) et selon laquelle la série appartiendrait au Dévonien inférieur conglomératique.

Grès moyen à grossier (échantillon RAR 1424 ; x = 265,7 y = 219 ; fig. 57)

Texture : détritique à grain moyen ; schistosité S_1 irrégulière, non plane.
 Eléments figurés : quartz (300 à 700 μ) très bien roulés, moyens à grossiers, rarement engrenés ; rares éléments quartzueux polycristallins ; muscovites (200 μ) disposées dans la schistosité S_1 ; tourmalines détritiques bien roulées ; oxydes et hydroxydes.
 Ciment : liant argileux très fin (séricite ?).

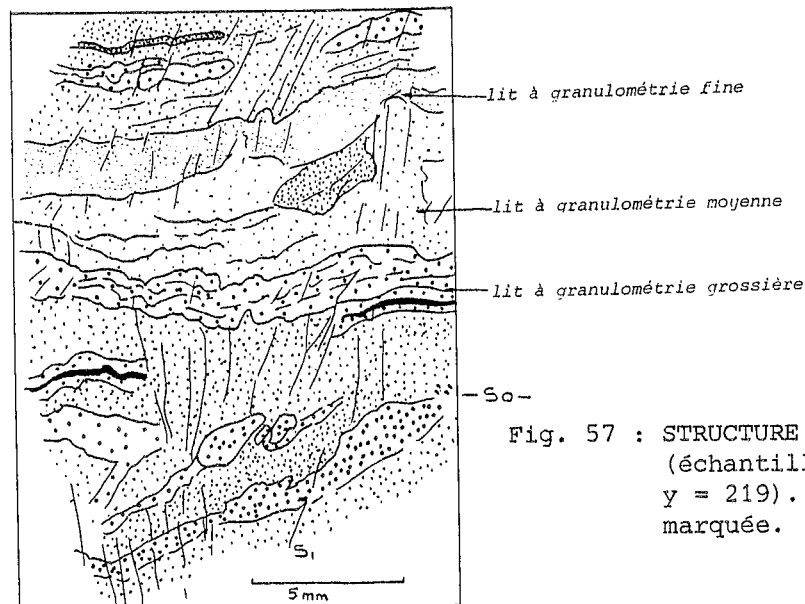


Fig. 57 : STRUCTURE D'UN GRES DE LA FORMATION 2 (échantillon RAR 1424 x = 265,1 y = 219). La schistosité S_1 est peu marquée.

Des passées de matériel grésop-argileux sont visibles dans le terme psammitique supérieur.

Grès argileux, phyllade (échantillon RAR 1421 ; x = 265,5 y = 219,1 ; fig. 58)

Texture : détritique ; schistosité S_0 soulignée par une alternance de lits fins, sombres et de lits moyens clairs ; schistosité de fracture (crénulation) à laquelle est associé un léger feutrage de recristallisation.
 Eléments figurés : - lits fins : riches en éléments opaques soit en granules sur les minéraux soit en filaments entre ces mêmes minéraux ; quartz (80 à 130 μ) bien roulés (60%) ; muscovite (50 μ x 5 à 15 μ) peu abondante, disposée selon la schistosité S_0 , recoupée et déformée par la schistosité S_1 .
 - lits à grains moyens : quartz (50%), mal roulés à subanguleux (200 à 230 μ), jointifs mais non engrenés ou séparés par de fines couches sériciteuses pouvant provenir de l'altération de feldspaths ; muscovite (25%) plus abondante que dans les lits fins ; chlorites et vermiculites ; opaques globuleux ; rares plagioclases toujours entourés de séricite.

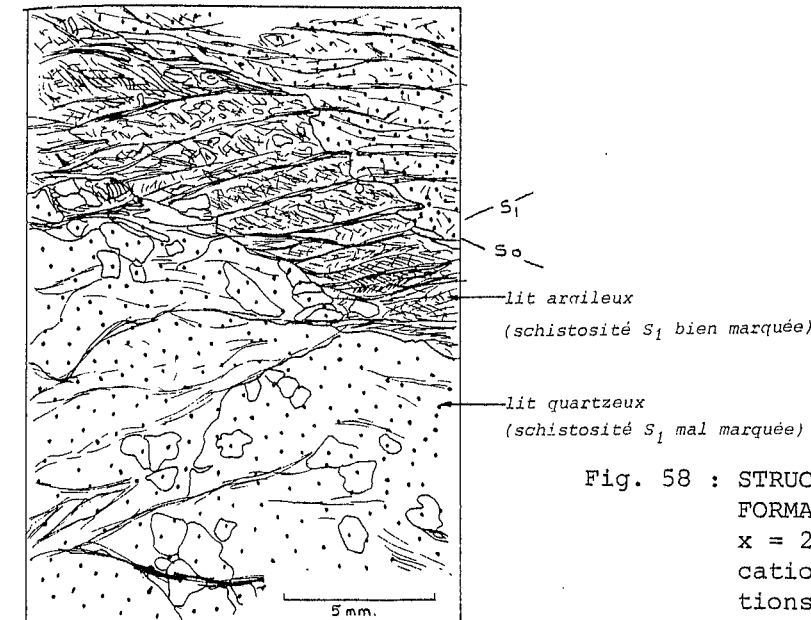


Fig. 58 : STRUCTURE D'UN GRES ARGILEUX DE LA FORMATION 2 (échantillon RAR 1421 ; x = 265,1 y = 219). La stratification est soulignée par des variations de teneur en minéraux argileux. La schistosité de fracture S_1 est bien exprimée dans les lits les plus argileux.

c - log 4 (fig. 59)

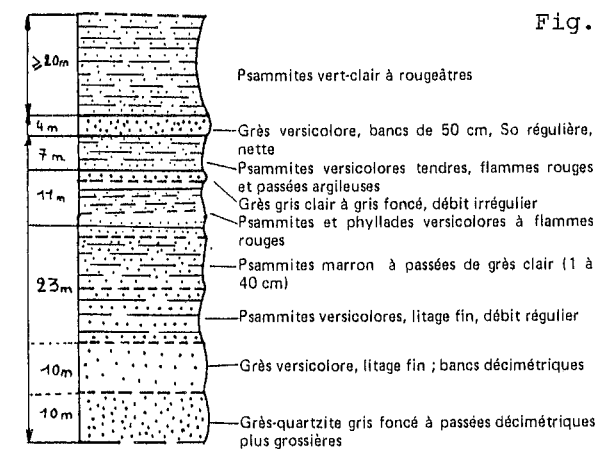
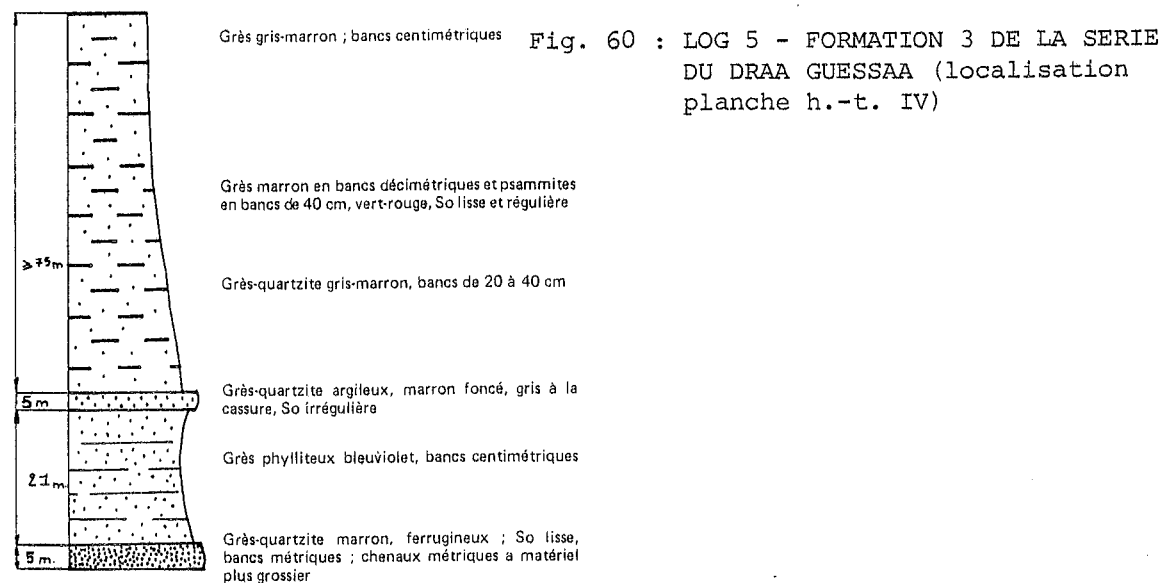


Fig. 59 : LOG 4 - FORMATION 2 DE LA SERIE DU DRAA GUESSAA (localisation planche h.-t. IV)

Une coupe effectuée dans une klippe située au Nord de la faille d'Arakna à 2 km au Nord-Est de ce douar a permis de dresser ce log. Il est constitué de grès (20 m) et de psammites versicolores. La nature grésop-sammitique des roches incite à inclure cet ensemble dans la formation 2.

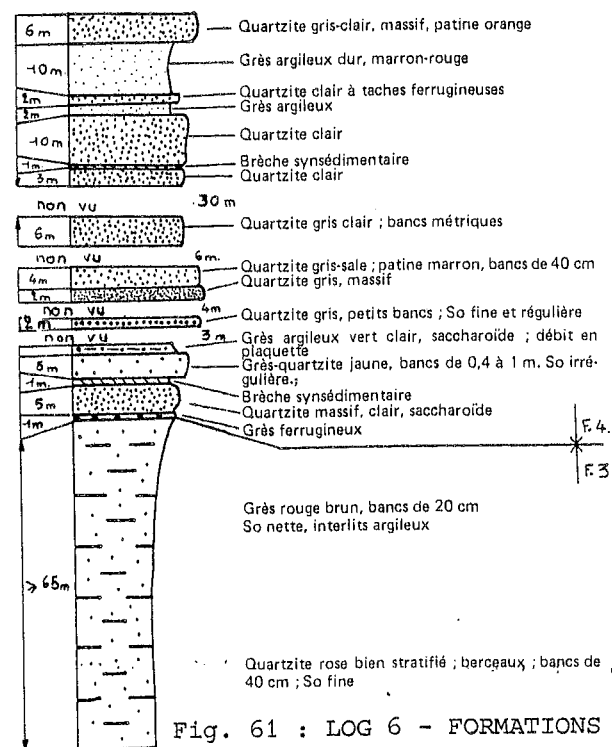
3 - Formation 3

a - log 5 (fig. 60)



Le log 5 a été dressé à partir d'une coupe séparée de la précédente par un contact tectonique. Il permet d'observer, sur environ 100 m, des grès et des grès-quartzites surmontés par une barre de grès-quartzite (5 m) marron, ferrugineuse, en bancs métriques. La polarité y est marquée par des berceaux à remplissage plus grossier. Cette barre est visible dans la topographie sur plusieurs kilomètres. Le log se poursuit par des grès sombres dans lesquels vient s'intercaler une seconde barre grés-quartzitique sombre, beaucoup moins saillante dans la topographie.

b - log 6 (fig. 61)



Le log 6 a été dressé à partir d'une coupe séparée de la précédente par un contact anormal. Il est constitué de grès fins à moyens appartenant à la formation 3 et de quartzites de la formation 4. Les grès, rouges, en petits bancs, sont très semblables à ceux du log précédent. Ils se terminent par un mètre de grès ferrugineux rouges.

4 - Formation 4

a - log 6 (fig. 61)

Il montre des quartzites (84 m ?) correspondant aux "quartzites supérieurs" de Piqué (1972). Il faut noter la présence de 2 niveaux métriques de brèches ferrugineuses (fig. 62)

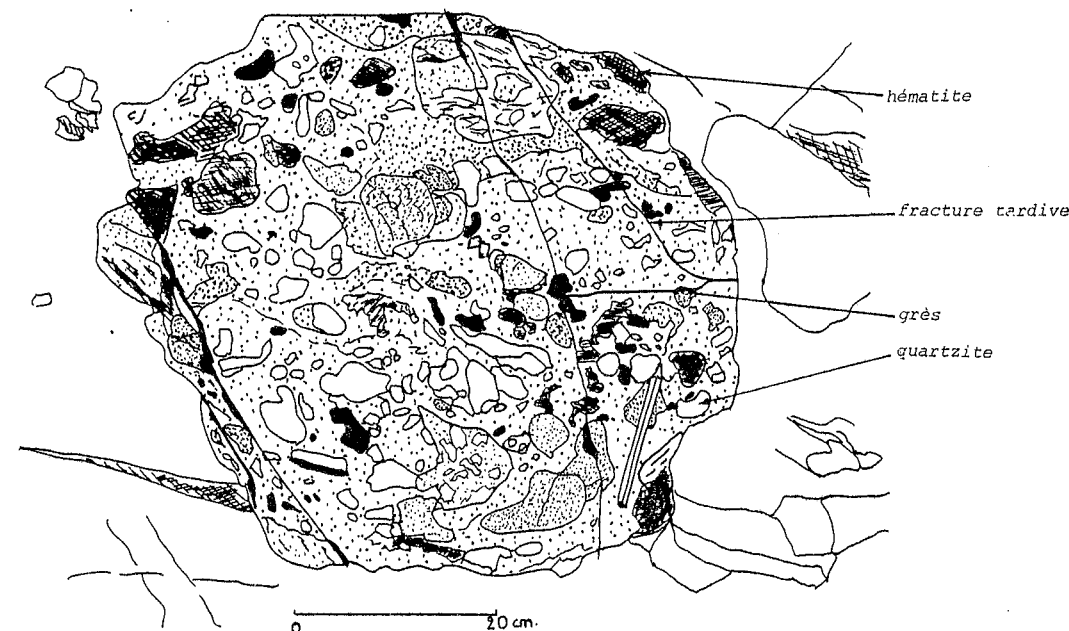


Fig. 62 : BRECHE SYNSEDIMENTAIRE OBSERVEE DANS LA FORMATION 4. Noter la taille décimétrique des "blocs", ainsi que leur aspect mal roulé ($x = 266,2$ $y = 219,4$)

d'origine sédimentaire, constituées de "galets" millimétriques anguleux (grains de quartz et de quartzite) et de galets décimétriques subarrondis (grès calcaireux, hématite, quartzite). La non-continuité d'affleurement et la similitude des 2 niveaux de brèches suggèrent un redoublement tectonique du haut de la série.

b - log 7 (fig. 63)

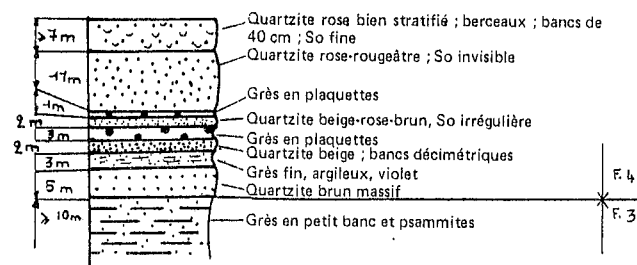


Fig. 63 : LOG 7 - FORMATIONS 3 ET 4 DE LA SERIE DU DRAA GUESSAA (localisation planche h.-t. IV)

Une coupe levée au Sidi Lakhdar permet de dresser un log qui présente des grès de la formation 3 et des quartzites de la formation 4 (34 m), ici exempts de brèches.

c - log 11 (fig. 64)

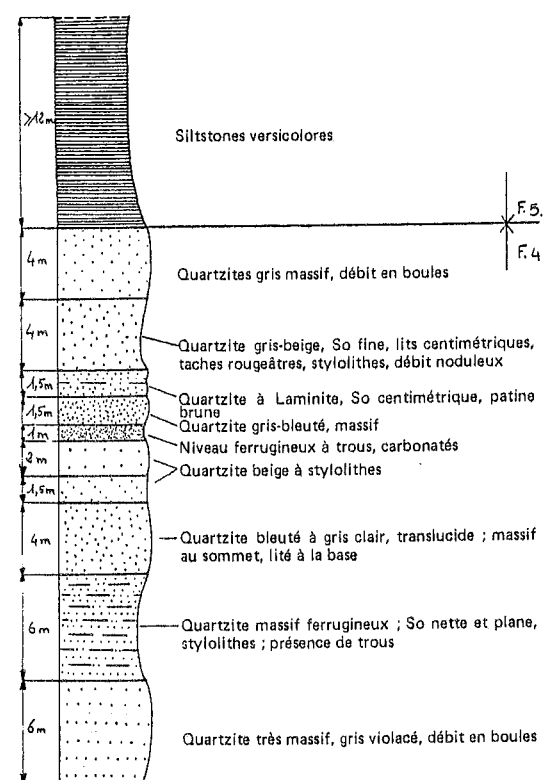


Fig. 64 : LOG 11 - FORMATIONS 4 ET 5 DE LA SERIE DU DRAA GUESSAA (localisation planche h.-t. IV)

L'affleurement de quartzites situé au Sud-Est de Biedna ($x = 264,4$ $y = 218,8$) a permis de dresser un log qui montre, outre les quartzites de la formation 4, des siltstones de la formation 5.

5 - Formation 5 : log 11 (fig. 64)

En continuité stratigraphique normale avec les quartzites de la formation 4, la formation 5 est composée de siltstones, versicolores à lie de vin, renfermant des lits centimétriques de grès moyen à grossier, sombre.

6 - Conclusion sur les formations du Draa Guessaa

Bien que les successions soient perturbées par des failles et des contacts anormaux, un log synthétique peut être proposé (fig. 65). Il montre de bas en haut, sur une épaisseur de 500 à 600 m :

- La formation 1 silto-psammitique (> 100 m), versicolore à vert sombre, bioturbée.

- La formation 2 phyllado-gréseuse (200 à 250 m), verte à bleu-vert, micacée, bioturbée, séparée de la formation 1 par la faille d'Arakna.

- La formation 3 gréseuse (160 m), séparée de la formation 2 par un petit contact anormal ; elle est divisée en 2 membres (a et b) eux-mêmes séparés par un contact de chevauchement. Elle débute par une barre de grès-quartzite et se termine par un grès ferrugineux très caractéristique.

- La formation 4 quartzitique (> 90 m), en bancs métriques ; elle forme une corniche dans laquelle s'intercalent un ou deux niveaux de brèches sédimentaires.

- La formation 5 silteuse, versicolore, affleurant sur quelques mètres.

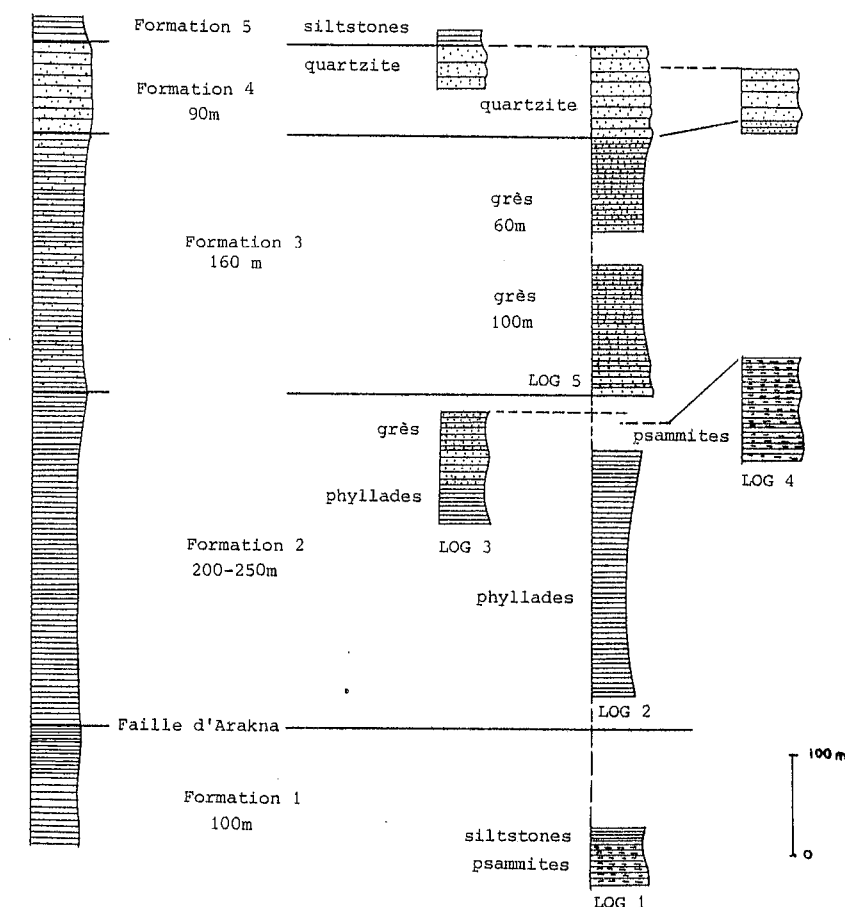


Fig. 65 : PROPOSITION D'UN LOG GENERAL SYNTHETIQUE DES FORMATIONS DE LA SERIE DU DRAA GUESSAA

Aucune découverte de fossiles n'a permis de dater ces formations.

B - LES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES

Quatre formations à matériel conglomératique, silteux et quartzitique peuvent être définies dans l'unité de Sidi Abdallah : trois à l'Ouest (9a, 9b et 11) et deux à l'Est (9c et 10). Cette numérotation a été adoptée afin de faciliter les comparaisons et les corrélations avec les formations définies dans d'autres secteurs du massif.

1 - Formation 9a : conglomérats d'El Aouine, log 8 (fig. 66)

La formation 9a a été définie dans le vallon d'El Aouine, à un kilomètre au Sud-Est de Sekhira-es-Slimane. Le log 8 est subdivisé de bas en haut en quatre termes. Le premier terme calcaro-argileux, affleurant mal, passe progressivement à un terme conglomératique, à ciment grésopélitique et à galets roulés, centimétriques à décimétriques, de calcaires et de quartzites. Le troisième terme est constitué de grésophyllades rouges dans lesquelles prennent place des niveaux décimétriques de calcaires ocre, partiellement dolomitisés. Hoepfner et al. (1972) ont découvert dans les grésophyllades des fossiles datant le Dévonien moyen-inférieur (voir annexe 1, gisement 103). Le quatrième terme, conglomératique, renferme des galets centimétriques à décimétriques de quartzite et de calcaire et de nombreuses intercalations silto-gréseuses.

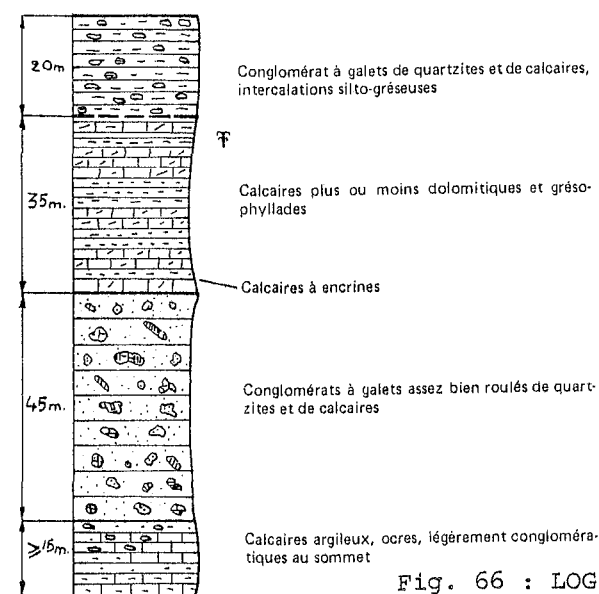


Fig. 66 : LOG 8 - FORMATION 9a : CONGLOMERATS D'EL AOUINE (localisation planche h.-t. IV)

2 - Formation 9b : conglomérats de Sekhira-es-Slimane, log 9 (fig. 67)

La formation 9b est séparée de la formation 9a par des recouvrements tardifs. Elle est formée de deux conglomérats d'aspects différents. Le premier est constitué de lits métriques de conglomérats à galets millimétriques à décimétriques de quartzite et parfois de calcaire. Des lits pluridécimétriques, chenalisants, de pélites rouges séparent les lits conglomératiques. Le second, également rouge, est constitué de lits de galets unique-

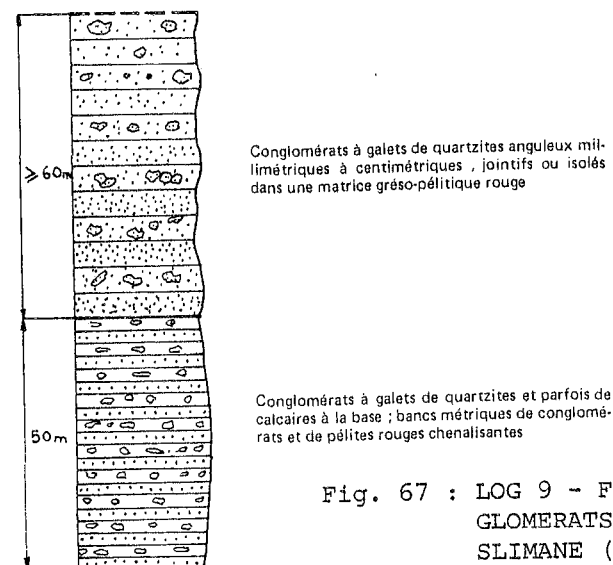


Fig. 67 : LOG 9 - FORMATION 9b ; CONGLOMERATS DE SEKHIRA-ES-SLIMANE (localisation planche h.-t. IV)

ment quartzitiques, très anguleux, millimétriques à décimétriques, rarement décimétriques, et de lits décimétriques de grésopélites (fig. 68).

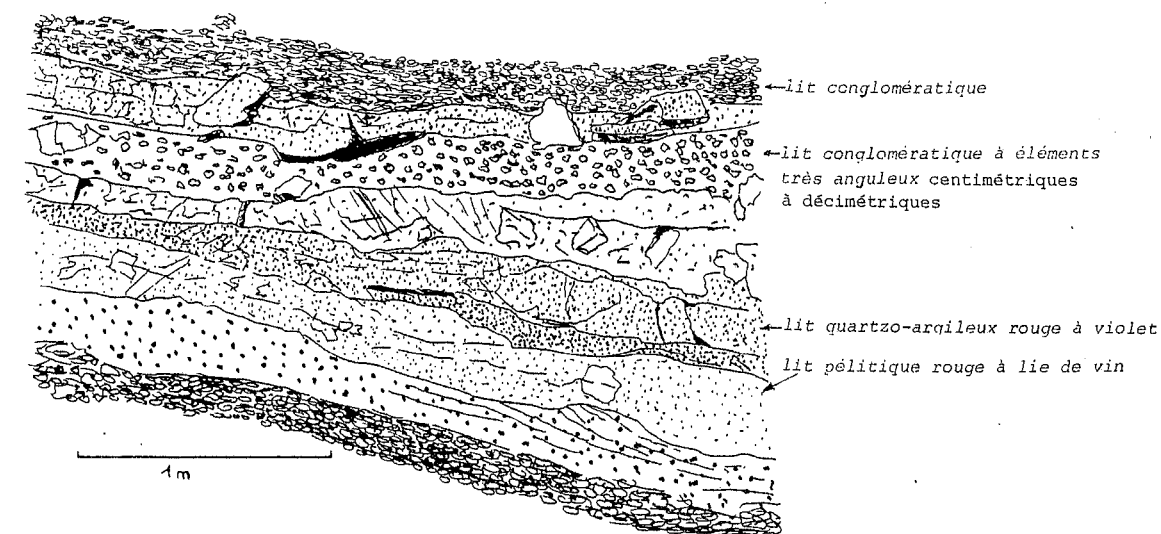


Fig. 68 : FORMATION 9b : CONGLOMERAT DE SEKHIRA-ES-SLIMANE. ASPECT A L'AFFLEUREMENT : la stratification est soulignée par une alternance de bancs conglomératiques et argilo-gréseux (x = 262,1 y = 229,5).

3 - Formation 9c : conglomérats de Sidi Abdallah, log 12 (fig. 69)

La formation 9c est visible notamment à l'Est de la route RP 7, Casablanca-Marrakech, au Sud de la gare de Sidi Abdallah station. Il s'agit d'une formation conglomératique à galets centimétriques à décimétriques de quartzo-phyllades, de quartzites micacées, de quartzites et de phyllades, fortement déformés. Le ciment est phylliteux, gris foncé à vert sombre. Localement, la stratification est soulignée par l'alternance de phyllades et de conglomérats (x = 272,8 y = 220,9).

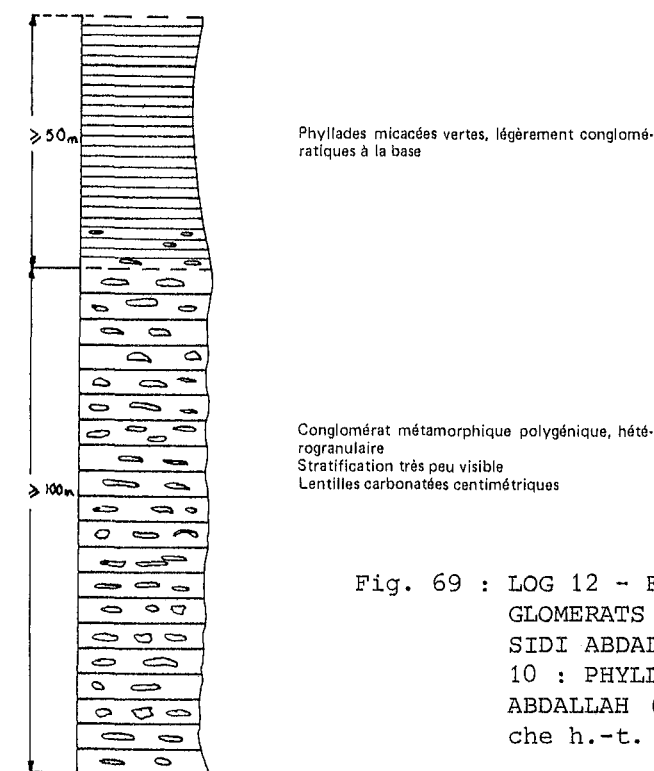


Fig. 69 : LOG 12 - FORMATION 9c : CONGLOMERATS METAMORPHIQUES DE SIDI ABDALLAH ET FORMATION 10 : PHYLLITES DE SIDI ABDALLAH (localisation planche h.-t. IV)

4 - Formation 10 : phyllites de Sidi Abdallah (fig. 69)

La formation 10 est constituée de phyllites sériciteuses, gris-vert, renfermant des lentilles carbonatées centimétriques pouvant correspondre à des reliques de strates dilacées, et de quartzo-phyllades à patine brun-beige. Des récurrences conglomératiques sont visibles à la base des phyllites. Cette formation est en continuité stratigraphique avec la formation 9c, cependant la polarité relative de ces deux formations n'est pas connue.

5 - Formation 11, log 13 (fig. 70)

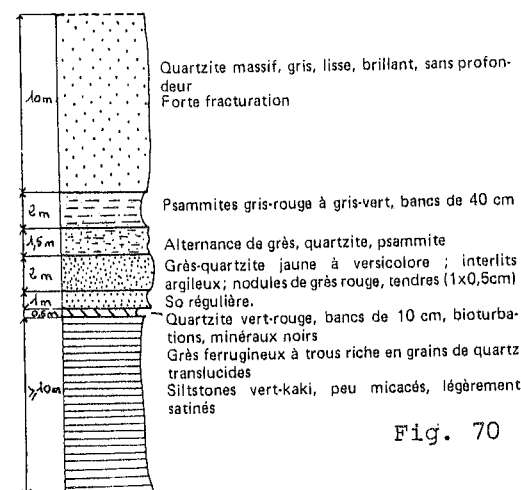


Fig. 70 : LOG 13 - FORMATION 11 : SILT-STONES ET QUARTZITE (localisation planche h.-t. IV)

Cette formation est définie au niveau de l'affleurement quartzitique de Biedna. Les critères de polarité permettent d'y reconnaître un membre inférieur silteux, limité à la base par un contact anormal et un membre supérieur quartzitique. Le membre inférieur est formé de siltstones et phyllades vert-kaki à violets renfermant de rares et petits "galets" de grès rouge-brun.

Phyllades violettes (échantillon RAR 1416 ; x = 264,3 y = 219,5 ; fig. 71)

Texture : détritique fine ; schistosité S_1 soulignée par de la séricite naissante et par une alternance de niveaux clairs et sombres.
 Eléments figurés : quartz (50%), bien orientés dans la schistosité S_1 , accompagnés de queues de recristallisation ; muscovites détritiques (30%), recoupées par la schistosité S_1 ; quelques plagioclases très abîmés et petits ; tourmaline rare, très fracturée, hématite.
 Ciment : liant argileux, fin, du type séricite.

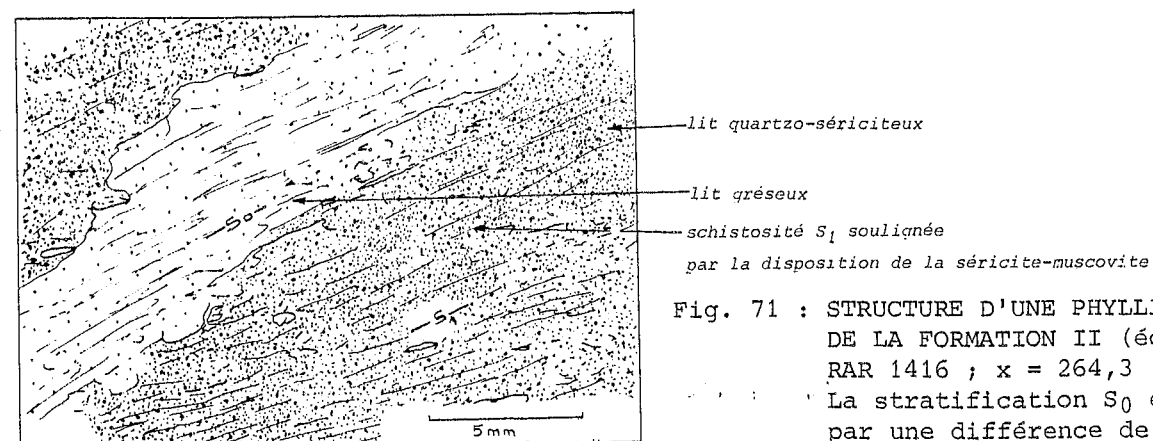


Fig. 71 : STRUCTURE D'UNE PHYLLITE VIOLETTE DE LA FORMATION II (échantillon RAR 1416 ; x = 264,3 y : 219,5). La stratification S_0 est soulignée par une différence de teinte entre les lits gréseux et quartzo-sériciteux.

L'ensemble quartzitique débute par un grès ferrugineux (0,5 m) d'origine sédimentaire, bioturbé, renfermant des galets de grès roux. Il se termine par 10 m de quartzite massif très fracturé.

6 - Conclusions sur les formations conglomératiques

Il est nécessaire de distinguer trois formations différentes :

- conglomérats d'El Aouine (F. 9a), datés paléontologiquement du Dévonien moyen inférieur. Ils renferment des galets de calcaire et des niveaux grésos-carbonatés ;
- conglomérats de Sekhira-es-Slimane (F. 9b), à galets uniquement quartzitiques anguleux ;
- conglomérats et phyllites de Sidi Abdallah (F. 9c et F. 10), polygéniques, hétérogranulaires, exclusivement métamorphiques.

Dans l'Ouest de l'unité de Sidi Abdallah, les conglomérats de Sekhira-es-Slimane et d'El Aouine sont en contact localement tectonique et probablement localement stratigraphique avec la formation 11 silto-quartzitique.

C - CORRELATIONS

Des tentatives de corrélations sont possibles d'une part avec les observations de Piqué (1972), dans le même secteur, et d'autre part avec les données de Hoepffner (1974) et de Cornée (1982) dans les Rehamna sud-orientales.

1 - Comparaisons et corrélations internes au massif des Rehamna septentrionales (fig. 72a)

Piqué (1972) a défini pour les Rehamna septentrionales : la série du Draa Guessaa (Ordovicien probable), la formation des Skhour (Silurien inférieur ?) et les séries conglomératiques.

a - La série du Draa Guessaa

Elle est subdivisée par Piqué (1972) en un terme inférieur, *phyllades et grésos-phyllades*, correspondant à notre formation 2 ; un terme intermédiaire, *grés-quartzites*, assimilable aux membres a et b de notre formation 3 et enfin un terme supérieur, *quartzites supérieurs*, équivalent à la formation 4. La formation 5 n'a pas été reconnue par Piqué.

b - La formation des Skhour

Visible sur la carte au 1/50 000 de Piqué (1972), elle affleure au Sud de la faille d'Arakna. Par référence aux conglomérats de Kef-el-Moune (Rehamna centrales), attribuées au Dévonien, Piqué propose un âge silurien inférieur pour la formation des Skhour. L'absence de continuité d'affleurements ainsi que l'absence de fossiles permettent de remettre en cause cet âge. Les différences de faciès entre les affleurements du Sud de la faille d'Arakna et ceux de Sidi Abdallah de même que l'absence de continuité d'affleurement entre ces deux localités incitent à définir deux formations au lieu d'une seule. Au Sud de la faille, il s'agit de notre formation 1 alors qu'au Nord-Ouest de la faille et à l'Est des conglomérats de Sidi Abdallah (F. 9c) il s'agit de notre formation 10.

c - Les formations conglomératiques

A l'Ouest les conglomérats d'El Aouine (formation 9a), fossilifères et les conglomérats de Sekhira-es-Slimane (formation 9b) correspondent à la série conglomératique de Sekhira-es-Slimane (sens large) de Piqué. Enfin, la formation 11 fait le pendant à la formation du Bled-Mris de Piqué.

A l'Est, les conglomérats métamorphiques de Sidi Abdallah sont équivalents à la formation 9c. Enfin, la formation 10 correspondrait à la formation de Skhour.

A CORRELATIONS INTERNES AU MASSIF DES REHAMNA SEPTENTRIONALES		B INTERPRETATION CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DES FORMATIONS DE L'ANTICLINAL DU DRAA GUESSAA (UNITÉ DE SIDI ABDALLAH)		C CORRELATIONS AVEC LES REHAMNA SUD-ORIENTALES	
Piqué, 1972 Log reconstitué pour les Rehamna septentrionales	Corrélations lithologiques proposées			Cornée, 1982	Hoepffner, 1974
Formation des Skhour	F. 10 à l'Est			F. 8 (?) Llandovery sup.	Goulibet-es-Mesrane (415 m) Llandovery sup.
Phyllades et micaschistes	F. 1 à l'Ouest			Argilites à Graptolites	
Silurien inf. ?				F. 7 (35 m) Llandovery inf.- Ashgill	Llandovery inf.- Ashgill
Série du Draa Guessaa	F. 4			Faciès glacio-marin	
Quartzites sup. (87 m) Caradoc ?				F. 6 (580 m) Llandovery inf.- Ashgill	Llandovery inf.- Ashgill
Grès-quartzites (225 m)	F. 3b F. 3a			Argilites et grès	
Llanvirn-Llandeilo ?				F. 5 (90 m) Caradoc ?	Allahia sup. (323 m)
Phyllades et grésophyl- lades bioturbées (325 m) Arenig ?	F. 2			Siltstones	
				F. 4 (150 m) Caradoc ?	Caradoc
				Quartzites	
				F. 3 (150 m) Llandeilo sup. ?	Allahia inf. (190 m) Llandeilo sup.
				Grès	
				F. 2 (300 m) Llanvirn-Arenig sup.	Demja (283 m) Llanvirn sup. à Llandeilo sup.
				Argilites	
				F. 1 (300 m) Arenig	Drioukat (165 m)
				Grès micacés	

Fig. 72 : PROPOSITION DE CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES POUR L'UNITÉ DE SIDI ABDALLAH

2 - Corrélations avec les Rehamna sud-orientales

Des corrélations (fig. 72.b et c) avec les formations ordovico-siluriennes du massif d'Allahia (Hoepffner, 1974) et du Jebel Kharrou (Cornée, 1982) permettent de proposer des âges pour les formations que nous avons définies dans les Rehamna septentrionales :

- Malgré d'importantes variations de faciès, la formation 1 pourrait correspondre à la formation de Drioukat (Hoepffner) ou formation F1 (Cornée), attribuée à l'Arenig.
- Les faciès grésophylladiques de la formation 2 sont identiques à ceux de la formation de Demja (Hoepffner) ou formation F2 (Cornée) d'âge arenig-llanvirn.
- La formation 3 gréseuse rappelle la partie inférieure de la formation d'Allahia (Hoepffner) ou formation F3 (Cornée) datée Llanvirn supérieur-Llandeilo.
- La formation 4 quartzitique évoque la base de la partie supérieure de la formation d'Allahia (Hoepffner) ou formation F4 (Cornée) attribuée au Caradoc.
- Enfin, la formation 5 silteuse semble correspondre au sommet de la partie supérieure de la formation d'Allahia (Hoepffner) ou formation F5 (Cornée) attribuée au Caradoc.

Il faut noter la bonne correspondance des faciès, exception faite de la formation 1. Des variations d'épaisseur sont visibles, cependant leur appréciation est rendue difficile par l'importance de la tectonique.

La formation du Goulibet-es-Mesrane (Hoepffner), équivalente aux formations F6, F7 et F8 de Cornée, n'a pas été observée dans notre secteur. Tout en tenant compte de la présence des conglomérats d'El Aouine (F. 9c) datés du Dévonien moyen-inférieur, il est possible d'envisager deux hypothèses pour expliquer cette absence :

- la plus simple est la lacune sédimentaire due à une érosion ou à une non-sédimentation ;
- la deuxième est d'envisager une série peu épaisse, tendre, difficilement repérable sur le terrain (il existe toujours une zone non visible ou une zone tectonique entre les derniers terrains de la série du Draa Guessaa et les premiers terrains datés du Dévonien). Cette hypothèse est tout à fait compatible avec les observations de Cornée et al. (à paraître) dans les formations Ordovicien supérieur-Silurien des Doukkala.

Si les corrélations avec les Rehamna sud-orientales sont faciles, elles sont au contraire très difficiles, voire impossibles, avec les formations cambro-ordoviciennes du domaine occidental.

D - HYPOTHESE SUR LES RELATIONS ET LES ORIGINES DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES

Toutes ces hypothèses concernent les relations des formations conglomératiques avant les déformations hercyniennes et selon le contexte tectono-sédimentaire de la Meseta marocaine. Aucune de ces hypothèses n'est vérifiable faute de datations paléontologiques.

1 - Hypothèse I : unicité des formations conglomératiques (fig. 73)

Cette hypothèse a été émise par Piqué (1972). Les conglomérats d'El Aouine (9a) passent en continuité stratigraphique aux conglomérats de Sekhira-es-Slimane (9b) puis à une formation chaotique (11). Les "blocs" de cette dernière peuvent atteindre 50 m de diamètre. Dans cette hypothèse, les formations conglomératiques et chaotiques proviennent du démantèlement d'un relief constitué par la série du Draa Guessaa (Ordovicien probable).

Les conglomérats de Biedna et de Sidi Abdallah (9c et 10) constituent un équivalent latéral des conglomérats de Sekhira-es-Slimane.

Les conglomérats 9a, 9b et 9c appartiennent à une seule et même formation conglomératique.

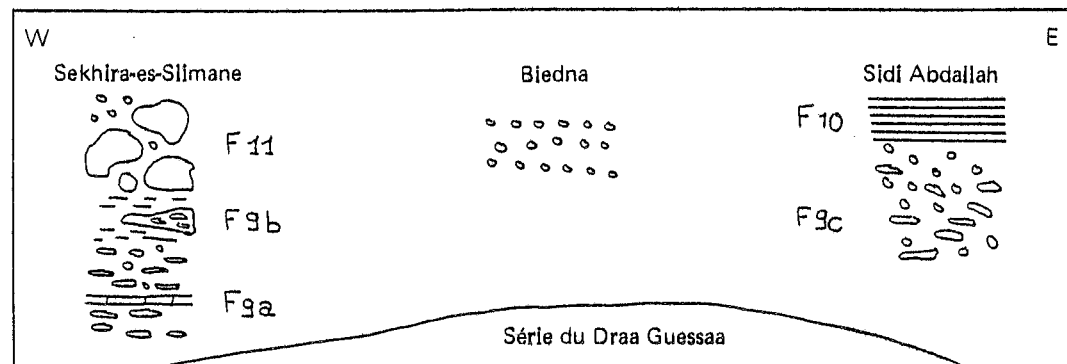


Fig. 73 : HYPOTHESE I. UNICITE DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES

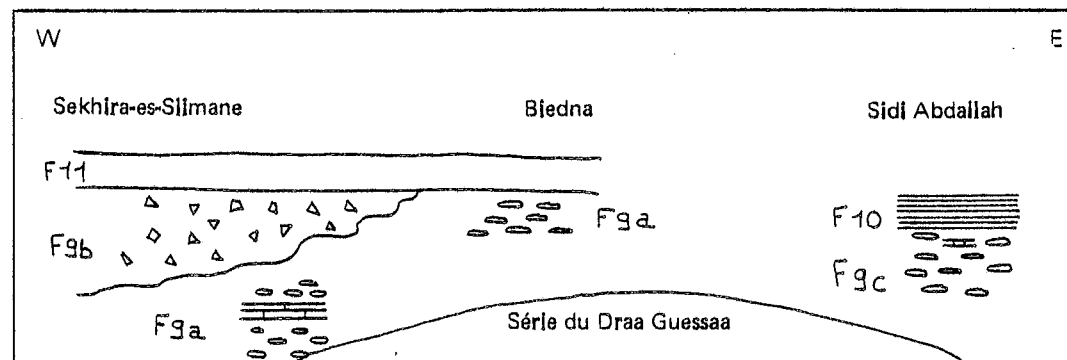


Fig. 74 : HYPOTHESE II. TRANSGRESSION DES QUARTZITES SUR DEUX SERIES CONGLOMERATIQUES

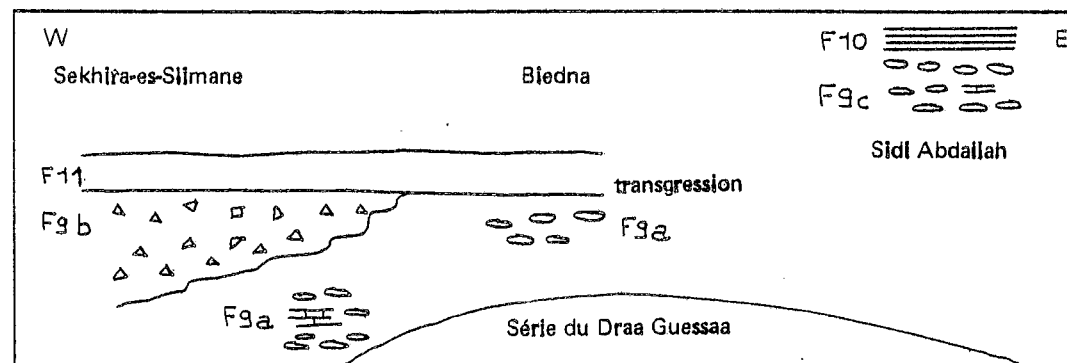


Fig. 75 : HYPOTHESE III. OLISTOSTROME VISEEN SUPERIEUR A SIDI ABDALLAH

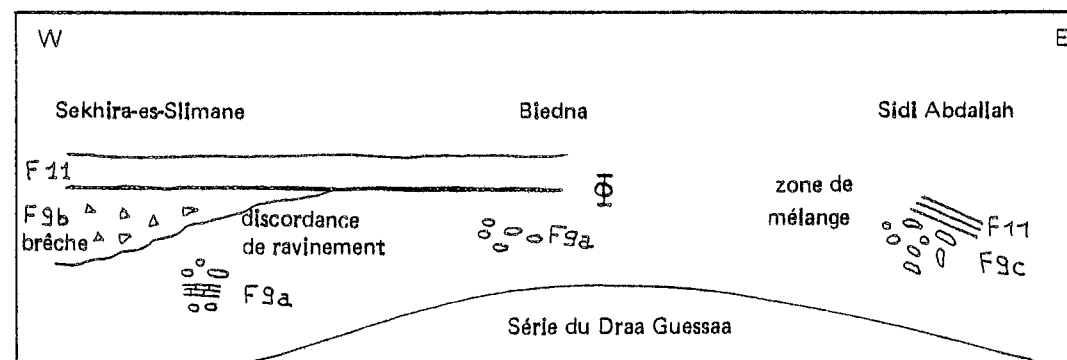


Fig. 76 : HYPOTHESE IV. NAPPE DE QUARTZITE ANTE-DEFORMATION HERCYNienne

2 - Corrélations avec les Rehamna sud-orientales

Des corrélations (fig. 72 b et c) avec les formations ordovico-siluriennes du massif d'Allahia (Hoepffner, 1974) et du Jebel Kharrou (Cornée, 1982) permettent de proposer des âges pour les formations que nous avons définies dans les Rehamna septentrionales :

- Malgré d'importantes variations de faciès, la formation 1 pourrait correspondre à la formation de Drioukat (Hoepffner) ou formation F1 (Cornée), attribuée à l'Arenig.
- Les faciès gréso-phylladiques de la formation 2 sont identiques à ceux de la formation de Demja (Hoepffner) ou formation F2 (Cornée) d'âge arenig-llandvirn.
- La formation 3 gréseuse rappelle la partie inférieure de la formation d'Allahia (Hoepffner) ou formation F3 (Cornée) datée Llanvirn supérieur-Llandeilo.
- La formation 4 quartzitique évoque la base de la partie supérieure de la formation d'Allahia (Hoepffner) ou formation F4 (Cornée) attribuée au Caradoc.
- Enfin, la formation 5 silteuse semble correspondre au sommet de la partie supérieure de la formation d'Allahia (Hoepffner) ou formation F5 (Cornée) attribuée au Caradoc.

Il faut noter la bonne correspondance des faciès, exception faite de la formation 1. Des variations d'épaisseur sont visibles, cependant leur appréciation est rendue difficile par l'importance de la tectonique.

La formation du Goulibet-es-Mesrane (Hoepffner), équivalente aux formations F6, F7 et F8 de Cornée, n'a pas été observée dans notre secteur. Tout en tenant compte de la présence des conglomérats d'El Aouine (F. 9c) datés du Dévonien moyen-inférieur, il est possible d'envisager deux hypothèses pour expliquer cette absence :

- la plus simple est la lacune sédimentaire due à une érosion ou à une non-sédimentation ;
- la deuxième est d'envisager une série peu épaisse, tendre, difficilement repérable sur le terrain (il existe toujours une zone non visible ou une zone tectonique entre les derniers terrains de la série du Draa Guessaa et les premiers terrains datés du Dévonien). Cette hypothèse est tout à fait compatible avec les observations de Cornée et al. (à paraître) dans les formations Ordovicien supérieur-Silurien des Doukkala.

Si les corrélations avec les Rehamna sud-orientales sont faciles, elles sont au contraire très difficiles, voire impossibles, avec les formations cambro-ordoviciennes du domaine occidental.

D - HYPOTHESE SUR LES RELATIONS ET LES ORIGINES DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES

Toutes ces hypothèses concernent les relations des formations conglomératiques avant les déformations hercyniennes et selon le contexte tectono-sédimentaire de la Meseta marocaine. Aucune de ces hypothèses n'est vérifiable faute de datations paléontologiques.

1 - Hypothèse I : unicité des formations conglomératiques (fig. 73)

Cette hypothèse a été émise par Piqué (1972). Les conglomérats d'El Aouine (9a) passent en continuité stratigraphique aux conglomérats de Sekhira-es-Slimane (9b) puis à une formation chaotique (11). Les "blocs" de cette dernière peuvent atteindre 50 m de diamètre. Dans cette hypothèse, les formations conglomératiques et chaotiques proviennent du démantèlement d'un relief constitué par la série du Draa Guessaa (Ordovicien probable).

Les conglomérats de Biedna et de Sidi Abdallah (9c et 10) constituent un équivalent latéral des conglomérats de Sekhira-es-Slimane.

Les conglomérats 9a, 9b et 9c appartiennent à une seule et même formation conglomératique.

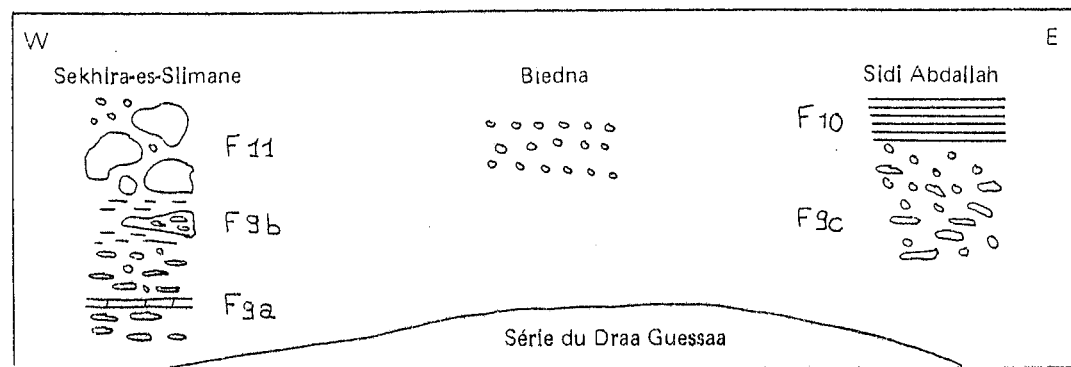


Fig. 73 : HYPOTHESE I. UNICITE DES FORMATIONS CONGLOMERATIQUES

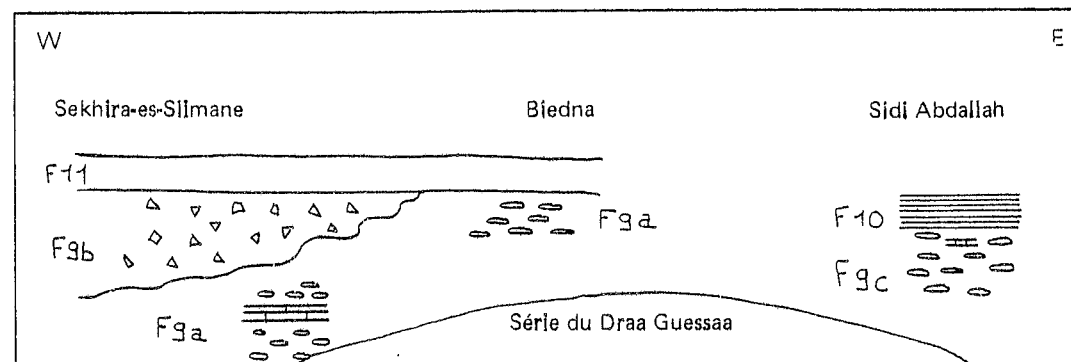


Fig. 74 : HYPOTHESE II. TRANSGRESSION DES QUARTZITES SUR DEUX SERIES CONGLOMERATIQUES

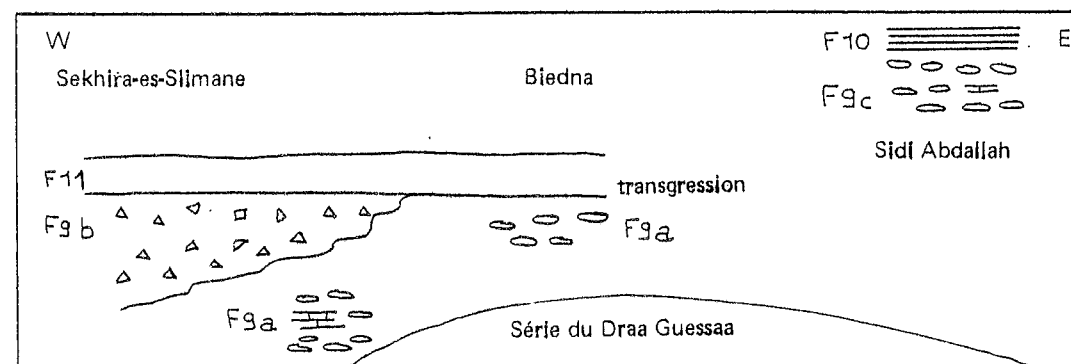


Fig. 75 : HYPOTHESE III. OLISTOSTROME VISEEN SUPERIEUR A SIDI ABDALLAH

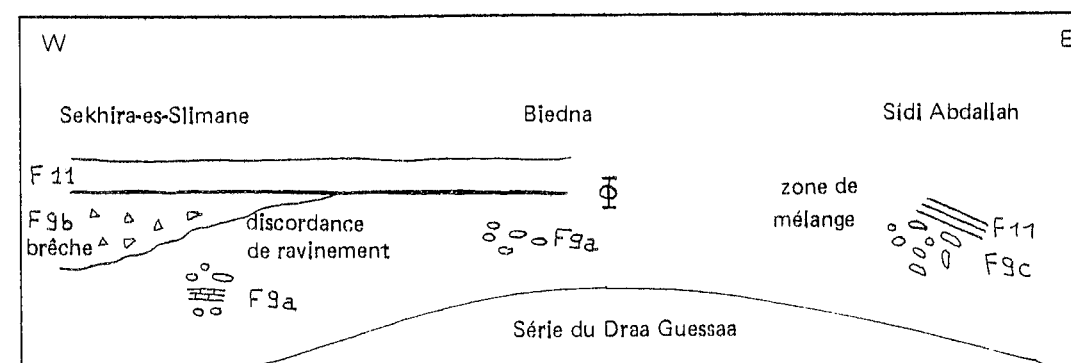


Fig. 76 : HYPOTHESE IV. NAPPE DE QUARTZITE ANTE-DEFORMATION HERCYNienne

Arguments favorables

- La série du Draa Guessaa constitue un coeur anticlinal plongeant au Nord-Est. Les formations conglomeratiques (9a-b-c) sont cartographiquement situées sur le dos de cet anticlinal.

- Les "blocs" de quartzites (11) sont de taille très variable (centimétrique à décimétrique). Ils ont un faciès proche de celui des quartzites de la série du Draa Guessaa.

- Aucune relation géométrique simple ne permet de relier ces "blocs" à l'échelle de l'affleurement.

Arguments défavorables

- Les relations entre les formations 9a et 9b ne sont pas connues, masquées par des recouvrements récents.

- Aucune figure suggérant des éboulements n'est visible dans la sédimentation.

- L'origine des galets calcaires (9a) n'est pas connue ni expliquée dans cette hypothèse.

- Aucun "bloc" de quartzite (11) n'a pu être observé emballé dans les conglomerats (9a-9b).

2 - Hypothèse II : transgression des quartzites sur deux séries conglomeratiques (fig. 74)

Les conglomerats (9c) et les phyllades (10) de Sidi Abdallah, de Biedna, d'El Aouine (9a) appartiennent à une même formation. Cette dernière est surmontée en discordance de ravinement par les conglomerats de Sekhira-es-Slimane (9b), avec disparition de phyllades vers l'Ouest. Les quartzites (11), éventuellement lenticulaires, reposent stratigraphiquement sur les formations conglomeratiques (9a et 9b) citées précédemment. Ces quartzites ont été dilacérés lors de l'orogène hercynien.

Arguments favorables

- Les conglomerats de Sidi Abdallah 9c et de Sekhira-es-Slimane 9a ont des faciès très proches (présence de petits niveaux carbonatés dans les deux cas).

- Les affleurements quartzitiques (11) sont systématiquement au Nord des conglomerats, donc cartographiquement au-dessus, compte tenu des plongements axiaux.

- Les quartzites (11) présentent des Plis P₁ synschisteux, ce qui suggère une couche assez continue et non des blocs.

- Les affleurements quartzitiques s'observent au contact de la formation 9b mais aussi 9a.

Arguments défavorables

- Les faciès de la formation quartzitique (11) sont proches de ceux de la formation 4 de la série du Draa Guessaa.

- Aucune discordance, autre que cartographique, n'a pu être observée sur le terrain.

3 - Hypothèse III : olistostrome viséen supérieur à Sidi Abdallah (fig. 75)

Les conglomerats (9c) et phyllites (10) de Sidi Abdallah sont un olistostrome d'âge viséen supérieur. Ils sont postérieurs aux formations conglomeratiques (9a) et (9b) et quartzitiques (11). Les deux hypothèses précédentes sont compatibles pour la partie ouest du secteur avec celle-ci.

Arguments favorables

- De tels olistostromes existent dans le massif des Jebilet centrales et orientales (Huvelin, 1977 ; Zahraoui, 1981 ; Oukemini, thèse en cours).
- Aucune relation n'a pu être mise en évidence entre les formations conglomératique (9c) et phylladique (10) de l'Est du secteur et les formations conglomératiques (9a et 9b) et quartzitiques (11) de l'Ouest du secteur.

Arguments défavorables

- La formation conglomératique de Sidi Abdallah ne renferme que des galets de taille homogène (1 à 30 cm).
- Les niveaux carbonatés de la formation 9c semblent correspondre à des stratifications et ne paraissent pas remaniés.
- Ce type d'olistostrome n'est pas connu à ce jour dans le massif des Rehamna.

4 - Hypothèse IV : nappe de quartzite anté-déformation hercynienne (fig. 76)

Les affleurements de quartzite (11) sont les témoins isolés d'une nappe de matériel quartzitique dont la mise en place est antérieure aux déformations hercyniennes. Cette mise en place peut être synsédimentaire et/ou tectonique. Les conglomérats de Sekhira-es-Slimane (9b) et de Sidi Abdallah (9c) sont liés à cette mise en place : démantèlement subaérien pour la formation 9b, olistostrome ou mélange tectonique pour les formations 9c et 10.

Arguments favorables

- La formation 9b (conglomérats de Sekhira-es-Slimane) a un faciès très bréchique (éléments quartzitiques anguleux).
- Il existe des nappes anté-schisteuses dans les Jebilet centrales et orientales (Huvelin, 1977 ; Pons, 1980 ; El Hassani, 1980).
- Les affleurements de quartzite sont systématiquement situés, cartographiquement, au-dessus des conglomérats (9a, 9b) en tenant compte des plongements axiaux.

Arguments défavorables

- Aucun affleurement de quartzite n'est connu au-dessus des formations 9c et 10 de Sidi Abdallah.
- Aucun contact anté-schisteux entre cette nappe de quartzite (11) et son substratum n'est connu avec certitude.

II - EVOLUTION TECTONO-METAMORPHIQUE

L'évolution tectonique de l'unité de Sidi Abdallah est marquée par trois épisodes de déformation souple P_1 , P_2 , P_3 , deux épisodes de tectonique tangentielle Φ_1 , Φ_2 , et enfin un épisode cassant, tardif, auquel sont associées des venues filoniennes.

A - PLISSEMENT FONDAMENTAL P_1

Le premier épisode de plissement P_1 , synschisteux, correspond à la déformation majeure affectant l'unité de Sidi Abdallah. Il se traduit par des plis kilométriques (fig. 77) à centimétriques. Il s'agit d'Ouest en Est de la structure synclinale de Sekhira-es-Slimane,

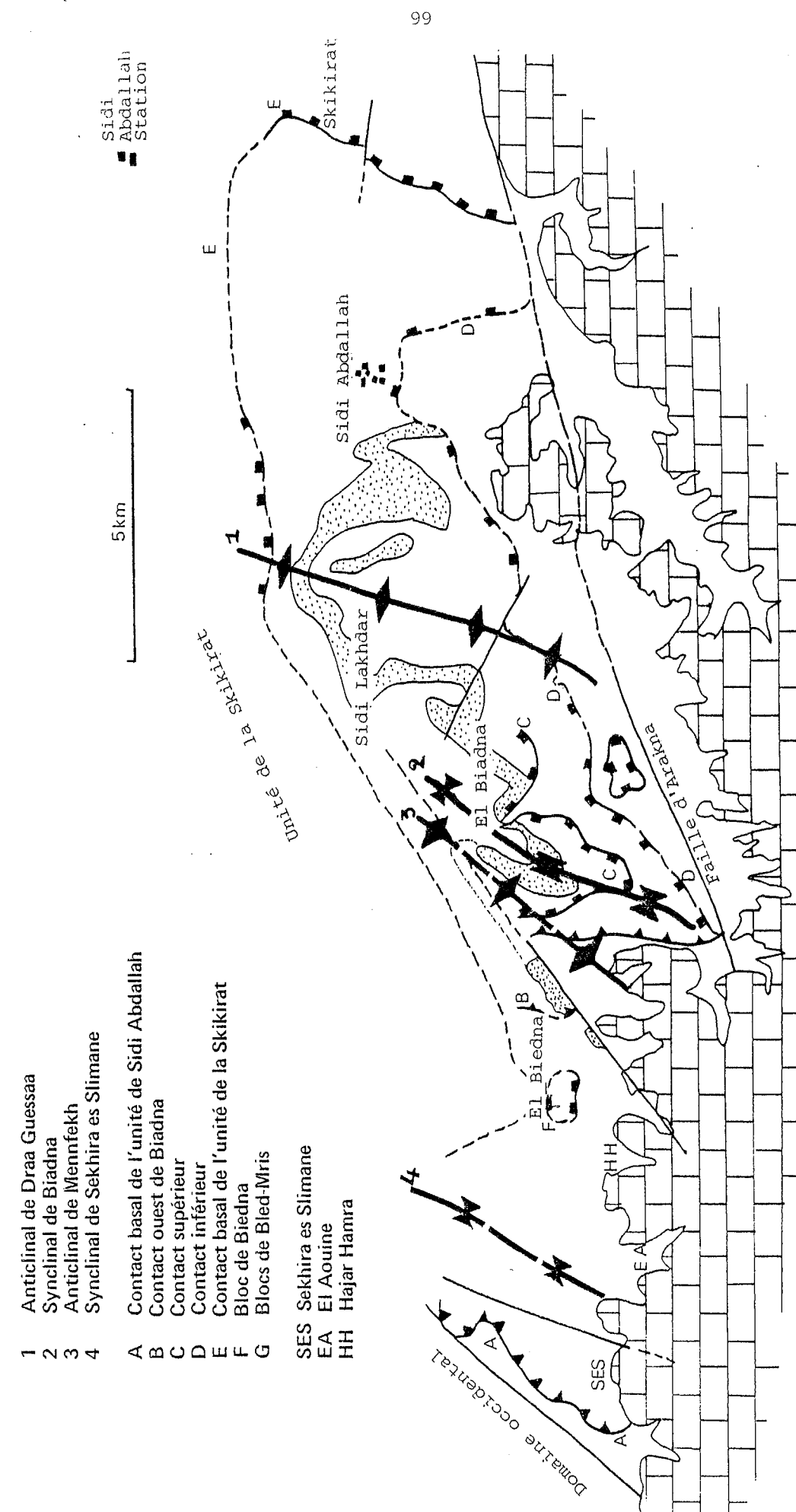


Fig. 77 : SCHEMA STRUCTURAL DE L'UNITE DE SIDI ABDALLAH.
Localisation des principaux sites.



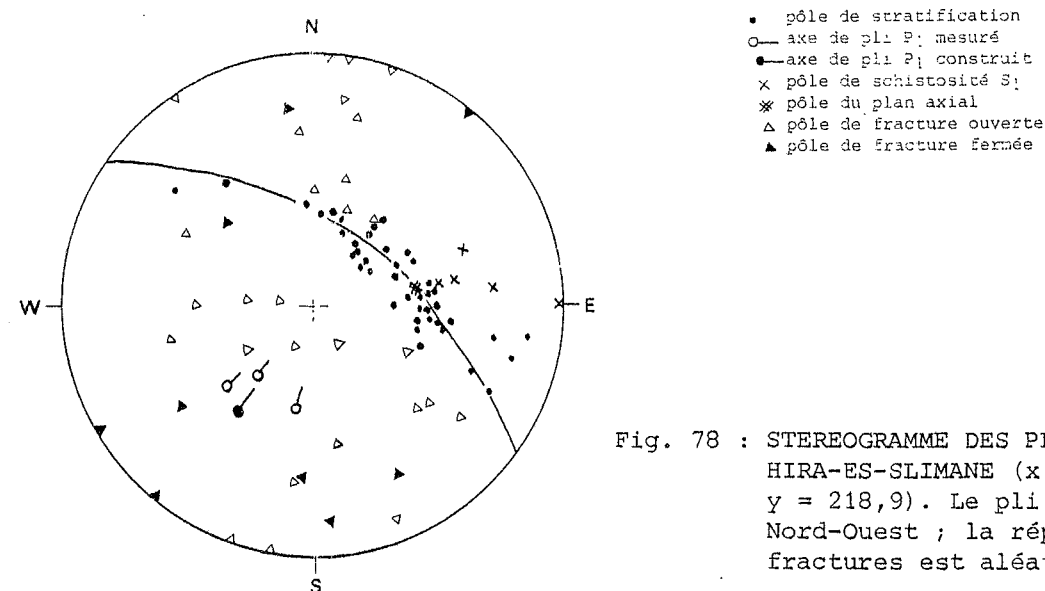


Fig. 78 : STEREOGRAMME DES PLIS P_1 DE SEKHIRA-ES-SLIMANE ($x = 261,9$ $y = 218,9$). Le pli est déversé au Nord-Ouest ; la répartition des fractures est aléatoire.

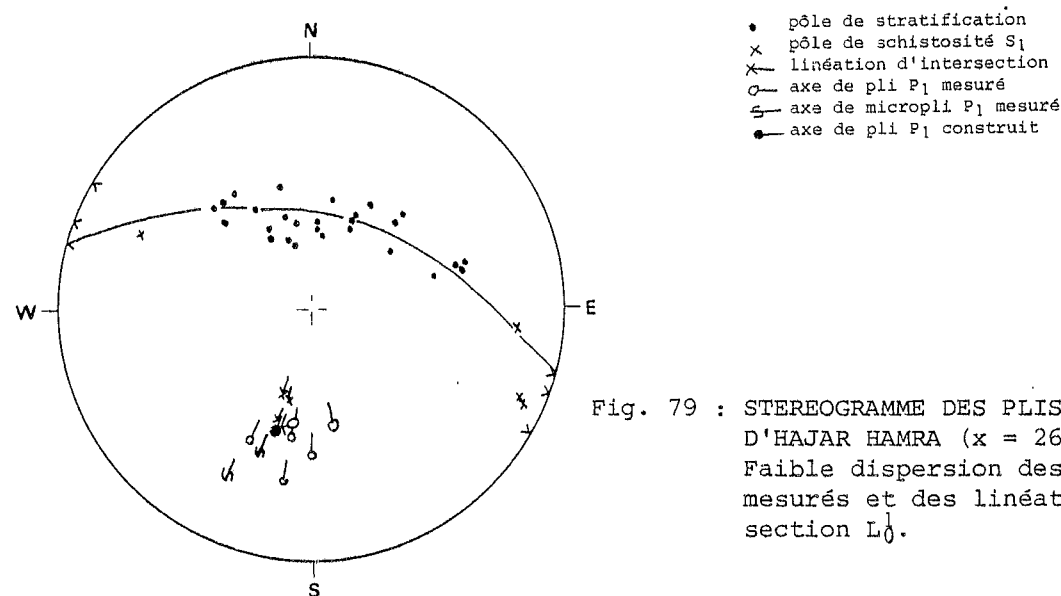


Fig. 79 : STEREOGRAMME DES PLIS DROITS D'HAJAR HAMRA ($x = 263,1$ $y = 218,2$). Faible dispersion des axes de plis P_1 mesurés et des linéations d'intersection L_0 .

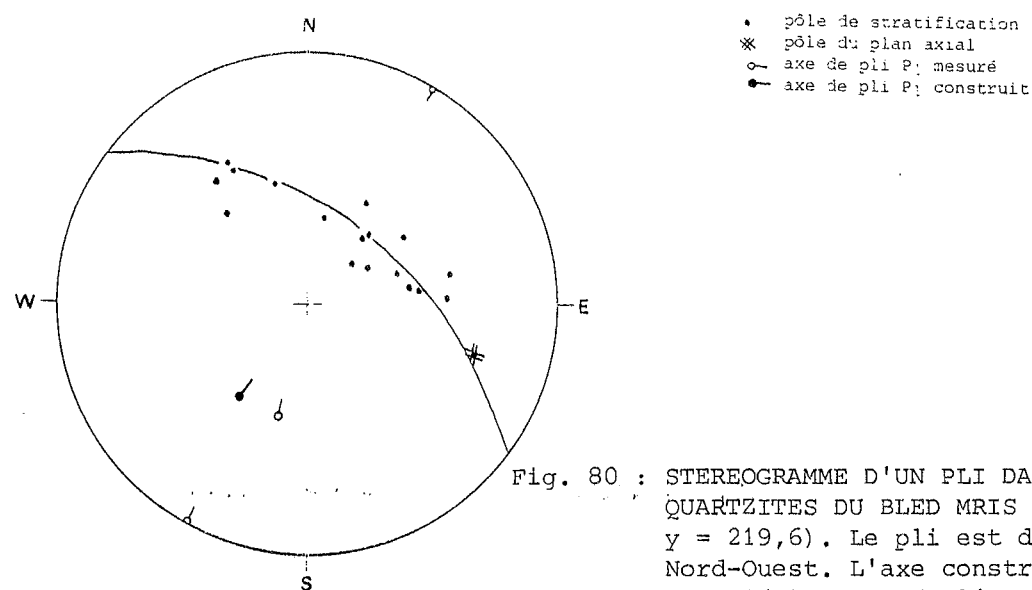


Fig. 80 : STEREOGRAMME D'UN PLI DANS LES QUARTZITES DU BLED MRIS ($x = 262,8$ $y = 219,6$). Le pli est déversé au Nord-Ouest. L'axe construit diffère légèrement de l'axe mesuré.

de l'anticlinal de Draa Guessaa et du synclinal de Sidi Abdallah.

1 - Structure du secteur de Sekhira-es-Slimane

Le synclinal de Sekhira-es-Slimane est souligné par l'enchaînement des macrostructures et des microstructures observées dans les formations conglomératiques (9a et 9b) et quartzitiques (11). La majeure partie de son flanc ouest a disparu par troncature basale lors du recouvrement du domaine occidental par l'unité de Sidi Abdallah.

Trois macrostructures décamétriques sont visibles :

- plis de Sekhira-es-Slimane ($x = 261,9$ $y = 218,9$) dans les conglomérats de la formation 9b ;
- plis d'Hajar Hamra ($x = 263,1$ $y = 218,2$) dans les conglomérats de la formation 9a ;
- plis ($x = 262,8$ $y = 219,6$) dans les quartzites de la formation 11.

Ces structures présentent les mêmes caractères généraux : plis dissymétriques déjetés à déversés à l'Ouest, plans axiaux pentés de 45° à 70° à l'Est, demi-longueur d'onde et amplitude décamétriques. Les axes de plis construits sont orientés, pour Sekhira-es-Slimane (fig. 78) $N48^\circ-30^\circ NE$, pour Hajar Hamra (fig. 79) $N20^\circ-30^\circ N$ et enfin pour le dernier (fig. 80) $N38^\circ-40^\circ NE$. Ces plis sont peu disharmoniques. Les pôles des plans de stratification et de schistosité S_1 sont légèrement dispersés de part et d'autre d'un grand cercle du canevas. Cette dispersion trouve son origine dans l'alternance de bancs de compétences différentes (bancs argilo-gréseux et conglomératiques ; quartzites et siltstones). Cette disharmonie se matérialise sur le terrain par des bourrages de matériel incompetent dans les charnières et des amincissements des flancs avec rupture du matériel compétent dans les charnières. La schistosité S_1 , de type fracture dans les deux premiers plis, très peu visible dans le troisième, est plan axial des plis. Elle est fréquemment réfractée au passage des couches compétentes à celles incompetentes.

Des structures métriques, peu nombreuses, parfois difficiles à distinguer des structures P_2 et P_3 ou des plis d'entraînement, sont visibles dans l'Ouest de l'unité de Sidi Abdallah, à 500 m environ au Sud du douar Biedna et dans le vallon d'El Aouine, le long de l'oued Rharga.

Les plis du Sud de Biedna ($x = 265$ $y = 219$) affectent un niveau de quartzites en bancs décimétriques. Il s'agit de plis de demi-longueur d'onde et d'amplitude métriques, en genou, dissymétriques, déjetés à déversés au Nord-Ouest. Les axes de plis mesurés sont orientés $N40^\circ$ et plongent de 30° au Nord-Est (fig. 81). L'axe de pli construit est légèrement plus méridien ($N30^\circ$) et a le même plongement. Ces plis montrent des bourrages dans

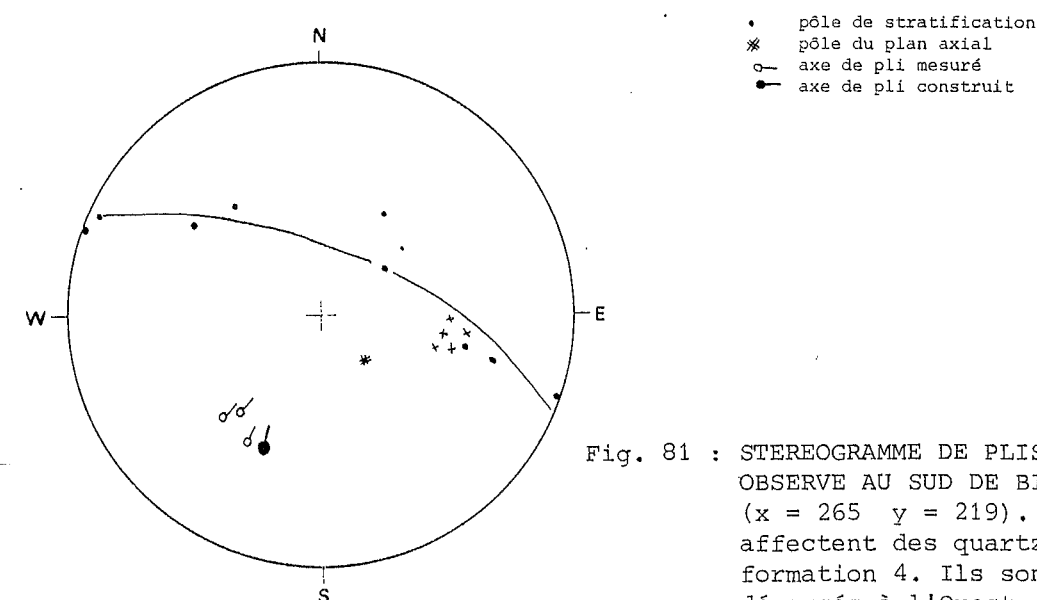


Fig. 81 : STEREOGRAMME DE PLIS METRIQUES OBSERVE AU SUD DE BIEDNA ($x = 265$ $y = 219$). Les plis affectent des quartzites de la formation 4. Ils sont fortement déversés à l'Ouest.

les charnières et des étirements et boudinages dans les flancs. Le plan axial est penté au Sud-Est. La schistosité de fracture S_1 , visible uniquement dans les niveaux les plus compétents, est pentée de 45° environ vers le Sud-Est.

Les plis de l'Oued Rharga (fig. 82), décimétriques à métriques, qui affectent la formation conglomératique d'El Aouine (9a) caractérisent le flanc ouest d'une mégastucture synclinale. Le rapport amplitude sur demi-longueur d'onde est faible si bien que les plis sont peu visibles à l'affleurement. Les conglomérats grossiers rendent les mesures parfois délicates à effectuer. La schistosité de fracture S_1 est bien visible dans les

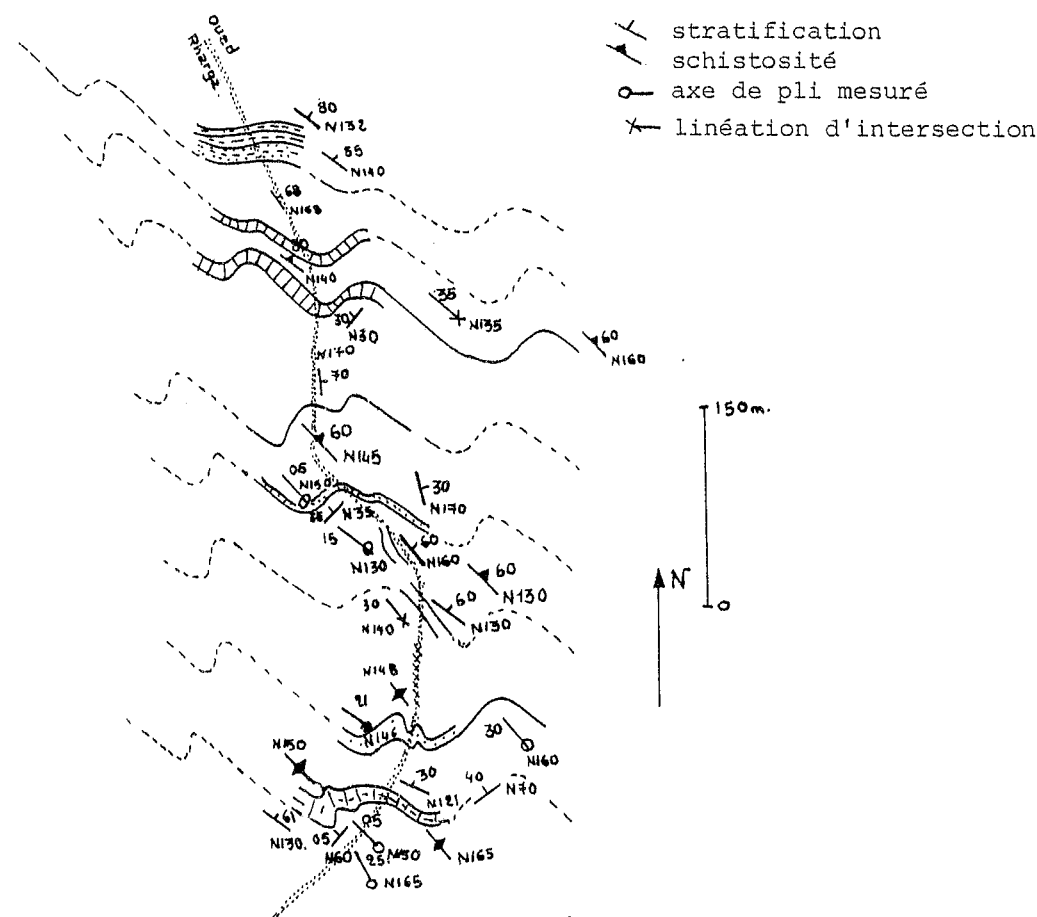


Fig. 82 : ASPECT CARTOGRAPHIQUE DE L'ENCHAÎNEMENT DE PLIS CENTIMÉTRIQUES À MÉTRIQUES DANS L'OUED RHARGA. Ces plis affectent les conglomérats et calcaires d'El Aouine (formation 9a). Ces plis sont droits à déversés à l'Ouest.

niveaux grés-argileux où elle est matérialisée par une linéation d'intersection L_0^1 nette ; elle est peu marquée dans les niveaux calcaires. Enfin elle est presque invisible dans les bancs conglomératiques pauvres en matrice. Les linéations d'intersection ont une orientation comprise entre N150° et N35° (fig. 83) avec un plongement axial variant de 05° à 60° vers le Nord. Les pôles des plans de stratification se répartissent sur un petit cercle du canevas de Wulff ; les plis sont donc coniques et l'axe construit est orienté N170° et plonge de 30° au Nord. Ce secteur montre donc des axes de pli de directions différentes de celles d'autres secteurs. Il faut sans doute y voir les effets de la torsion déjà décrite dans le domaine occidental, ou des chevauchements Φ_1 et Φ_2 .

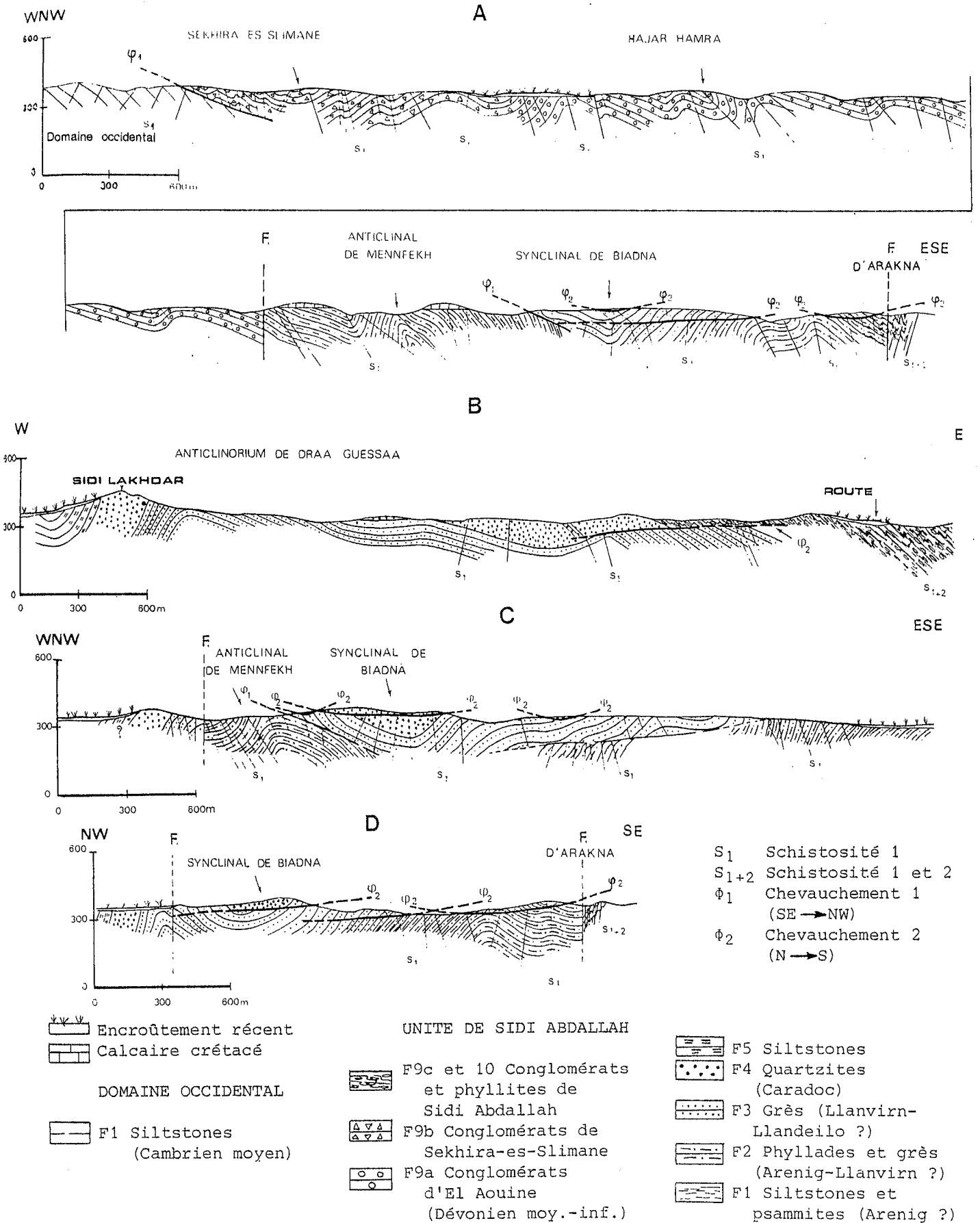


Fig. 84 : COUPES CONSTRUITES ET INTERPRETEES à travers l'unité allochtone de Sidi Abdallah (localisation planche h.-t. I)

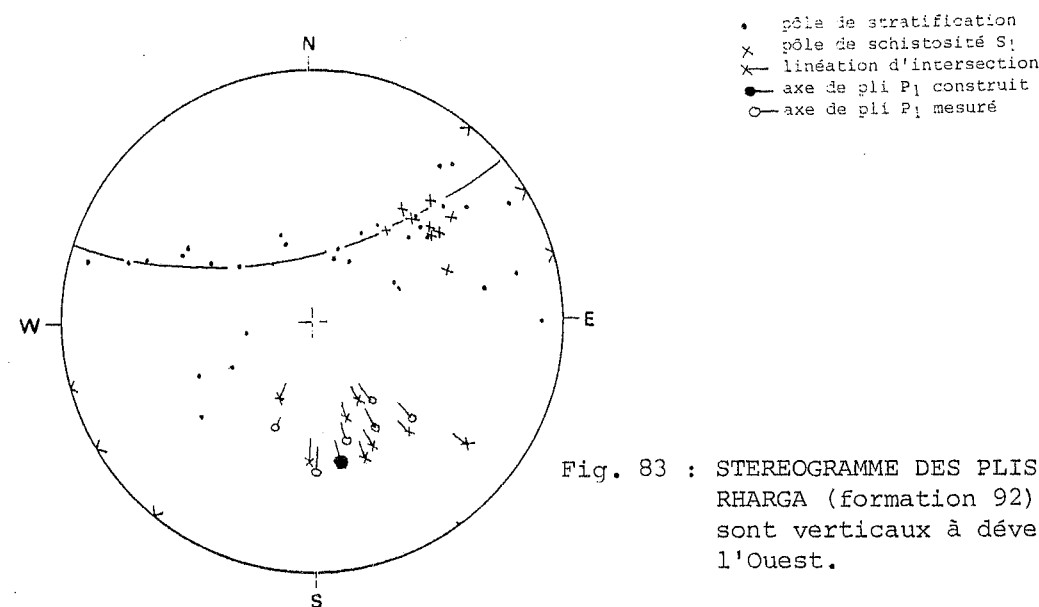


Fig. 83 : STEREOGRAMME DES PLIS DE L'OUED RHARGA (formation 92). Les plis sont verticaux à déversés vers l'Ouest.

2 - Structure du secteur central

La structure de l'anticlinal de Draa Guessaa est soulignée par la formation 4 quartzitique. Sa demi-longueur d'onde et son amplitude sont plurikilométriques. L'orientation de l'anticlinal est comprise entre $N20^\circ$ et $N40^\circ$. Le plongement axial est compris entre 40° et 56° vers le NNE. Cartographiquement cette structure est dissymétrique : le flanc oriental a un faible pendage (28° à 48°) vers l'Est comme le montrent les quartzites de la formation 4 qui affleurent sur une grande surface en formant une plaque que l'érosion a isolée du reste de la structure (pl. h.-t. III), tandis que le flanc ouest est redressé si bien que les mêmes bancs de quartzites montrent leur épaisseur réelle. Le plan axial de l'anticlinal, déduit des coupes (fig. 84b), est penté de 50° à 70° vers l'Est. Seules deux structures seront étudiées à titre d'exemples.

a - Le synclinal de Biadna (fig. 77), se situe au Sud et au Sud-Ouest du douar Biadna. Cartographiquement, les formations 2, 3 et 4 dessinent des terminaisons périsingclinales sud. La demi-longueur d'onde et l'amplitude sont hectométriques. Ce pli est déversé à l'Ouest ; le flanc occidental est plus penté que le flanc oriental. Le coeur du synclinal est à fond plat. Ses axes construits sont orientés $N57^\circ-35^\circ NE$ dans la formation 4 (fig. 85) et $N36^\circ-25^\circ NE$ dans la formation 2 (fig. 86), étudiée plus au Sud, soit une variation

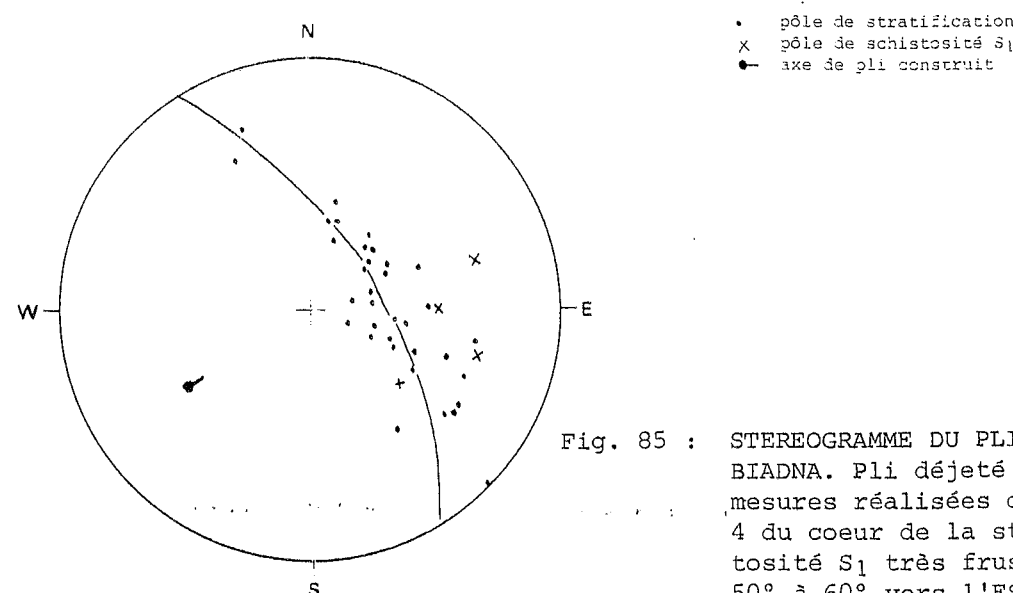


Fig. 85 : STEREOGRAMME DU PLI SYNCLINAL DE BIADNA. Pli déjeté au Nord-Ouest ; mesures réalisées dans la formation 4 du coeur de la structure ; schistosité S_1 très fruste pentée de 50° à 60° vers l'Est.

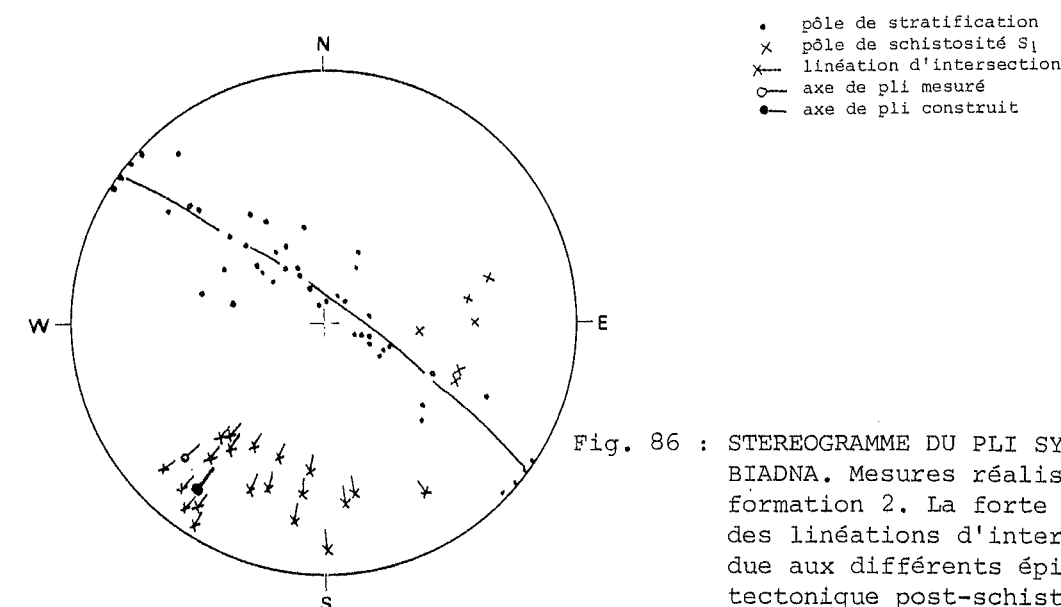


Fig. 86 : STEREOGRAMME DU PLI SYNCLINAL DE BIADNA. Mesures réalisées dans la formation 2. La forte dispersion des linéations d'intersection est due aux différents épisodes de tectonique post-schisteuse.

de 20° . Le plan axial suit la même ondulation. Son pendage déduit de la coupe (fig. 84) peut être estimé à 70° vers l'ESE. La schistosité S_1 bien que peu visible du fait de la compétence du matériel se traduit par une linéation d'intersection L_0 , elle est localement pentée de 40° à l'Est.

Deux hypothèses sont envisageables pour expliquer ces variations de direction de l'axe du pli. La première hypothèse consiste à imaginer une virgation synschisteuse due à un plissement disharmonique du type "bande de pliage", elle s'appuie aussi sur le fait que ce pli est parasite d'une mégastucture et qu'il affecte des matériaux de compétences différentes. La taille du synclinal, l'absence d'un nombre suffisant de charnières et la mauvaise qualité des flancs courts empêchent de préciser s'il s'agit d'une bande de pliage à rejet constant ou à rejet variable. La seconde hypothèse consiste à envisager une torsion tectonique post-schisteuse, due soit aux jeux d'accidents décrochants soit à un déplacement différent des terminaisons sous l'influence de la tectonique tangentielle.

b - L'anticlinal de Mennfekh (fig. 77 et 84) fait suite, à l'Ouest, au synclinal de Biadna. Cartographiquement, cette structure est peu évidente à cause des plans de chevauchement et des failles qui la désorganisent. Il faut noter que les fragments de couches de quartzites (formation 4), pendage nord, situés à l'Est et au Sud du douar Biadna, correspondent à une partie du flanc occidental de cette structure.

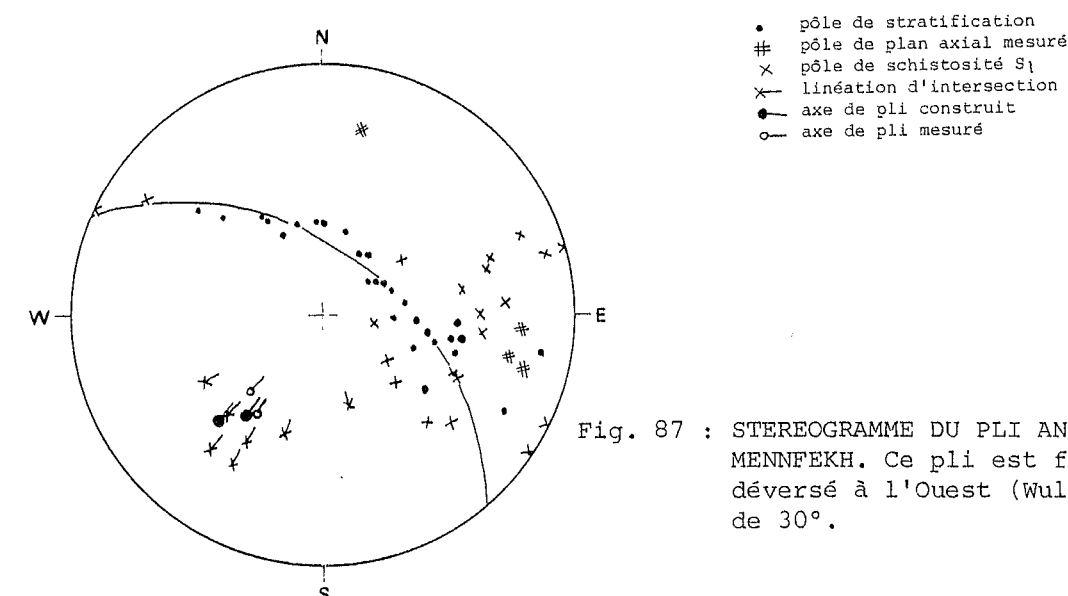


Fig. 87 : STEREOGRAMME DU PLI ANTICLINAL DE MENNEFEKH. Ce pli est fortement déversé à l'Ouest (Wulff basculé de 30°).

L'axe de ce pli construit (Wulff basculé de 30°) est orienté N40° et plonge de 30° à 40° vers le Nord-Est (fig. 87). La dispersion des pôles de stratification, de schistosité S_1 , et des linéations d'intersection L_0 peut être expliquée par la grande extension géographique du secteur sur lequel ont porté les mesures ainsi que par l'importance des événements tectoniques subis par le secteur postérieurement au plissement P_1 synschisteux.

3 - Structure du secteur oriental

L'exiguïté des affleurements conglomératiques (F. 9c) et phylliteux (F. 10) empêche d'y reconnaître une mégastructure.

Les conglomérats métamorphiques plissés de Sidi Abdallah montrent une schistosité S_1 , de flux, qui oblitère complètement la stratification. Cette dernière pourrait cependant correspondre localement à l'alternance irrégulière de niveaux phylliteux et conglomératiques ($x = 272,8$ $y = 220,9$) ou encore aux lentilles carbonatées intercalées dans les phyllites. Cependant, aucune charnière de pli P_1 n'a été observée sur le terrain. Des linéations d'intersection L_0 sont orientées N45° et plongent de 30° au Sud-Ouest et au Nord-Est. Les galets du conglomérat montrent un allongement parallèle à ces linéations. Ces deux éléments linéaires ont été assimilés aux axes de plis P_1 . La variation du sens de plongement semble imputable aux déformations post-schisteuses P_2 et P_3 , à moins qu'il ne s'agisse de plis à axes naturellement courbes, la linéation d'intersection se dispersant alors dans le plan de la schistosité S_1 .

4 - Schistosité et métamorphisme

a - Schistosité S_1

La schistosité se marque très différemment selon les secteurs et les formations concernées (fig. 88). Elle est parallèle au plan axial des plis et présente des variations de direction qui lui confèrent un aspect onduleux et dont les causes peuvent être multiples. Dans l'Est de l'unité, des plis P_2 et P_3 ainsi qu'un épisode ultérieur de tectonique tangentielle (Φ_2) dispersent la schistosité S_1 . Dans la partie centrale de l'unité, la virgation pourrait être due à des disharmonies dans le plissement ainsi qu'aux deux épisodes successifs (Φ_1 et Φ_2) de tectonique tangentielle. Enfin la tectonique cassante, déjà en partie responsable de la virgation du domaine occidental, peut également expliquer ces ondulations. Les variations de pendage sont dues au déversement plus ou moins accentué des structures vers l'Ouest. La schistosité S_1 se dispose en fait légèrement en éventail par rapport au plan axial des plis. Les déplacements tangentiels, du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Φ_1) ont tendance à minimiser la valeur du pendage, comme cela est bien visible au niveau du chevauchement situé à Biadna. La limite entre le domaine occidental et l'unité de Sidi Abdallah est soulignée par l'obliquité des schistosités observées de part et d'autre de leur contact. La schistosité S_1 est N40°, subverticale, dans le domaine occidental et Nord-Sud, pentée à l'Est, dans l'unité de Sidi Abdallah.

La schistosité S_1 montre une nette évolution de l'Ouest vers l'Est :

- Dans les plis de Sekhira-es-Slimane (F. 9b), à l'Ouest de l'unité, elle est invisible quand la matrice est peu abondante et se devine quand le pourcentage de matrice augmente. Dans ce cas, elle moule les galets. Dans les lits fins, argilo-gréseux, elle est mieux exprimée mais demeure fruste, lâche, imparfaitement plane.
- Dans la formation 9a d'El Aouine, elle est marquée dans les lits calcaires par une linéation d'intersection L_0 nette. Dans les lits conglomératiques les galets de calcaire sont légèrement allongés, parallèlement à cette linéation. Enfin dans les lits argilo-gréseux, la schistosité S_1 est fruste, pénétrative, millimétrique, non parfaitement plane.
- A Biadna, 1 km plus à l'Est, la schistosité affectant les conglomérats est déjà beaucoup plus fine, millimétrique à inframillimétrique ; le débit est fin et seuls les galets font obstacle à son développement : la schistosité S_1 les contourne et les moule parfaitement.

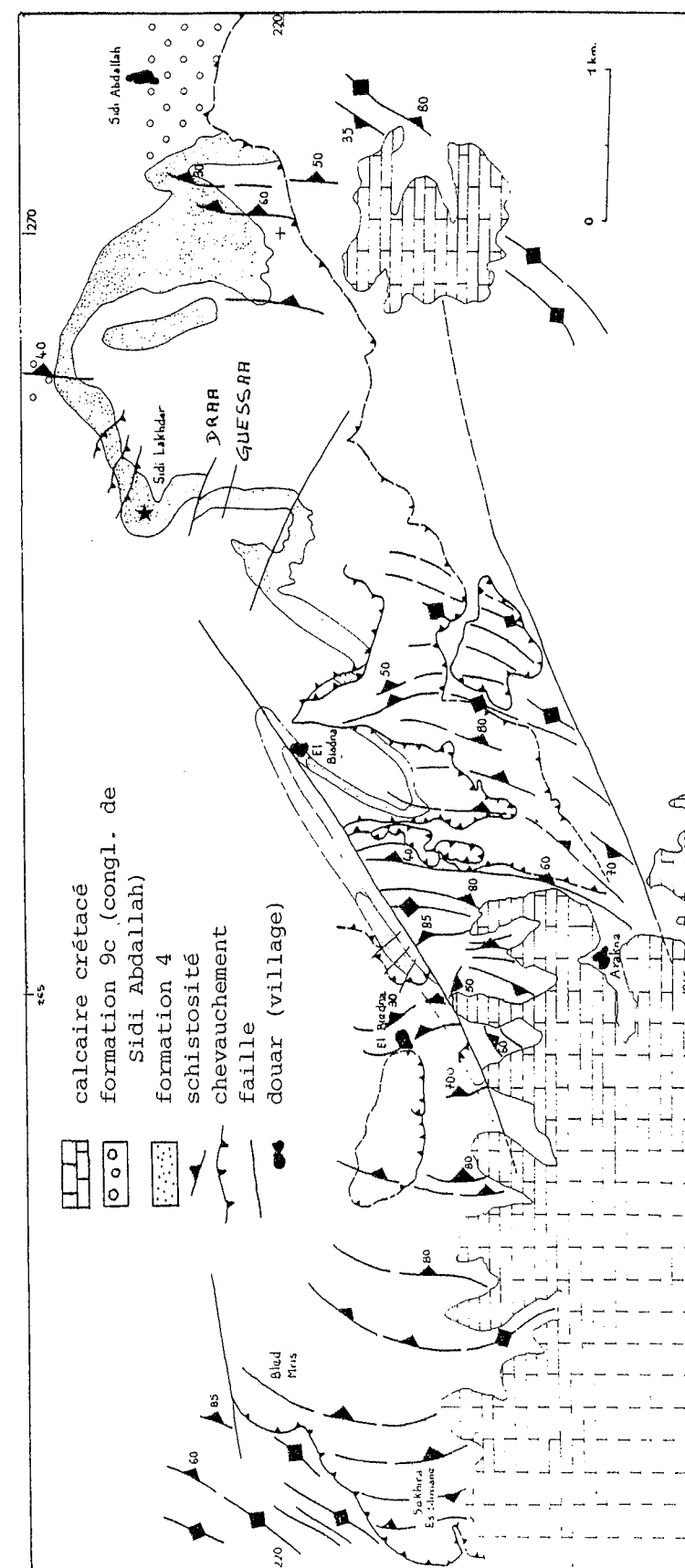


Fig. 88 : DISPOSITION ONDULANTE DE LA SCHISTOSITE S_1 DANS L'UNITÉ DE SIDI ABDALLAH. Noter en outre, la différence de direction entre les schistosités S_1 du domaine occidental et celles de l'unité de Sidi Abdallah.

- Dans la partie centrale de l'unité, la compétence du matériel quartzitique (F. 4) empêche la schistosité S_1 de s'exprimer. Une linéation d'intersection γ est parfois visible. Dans les grès de la formation 3, la schistosité est fruste, irrégulière, centimétrique, peu pénétrative. Par contre, la linéation d'intersection γ est bien marquée. Dans la formation 2, phyllado-gréseuse, la schistosité décale la stratification sans pour autant que cette dernière soit déformée dans les microlithons, ce qui traduit des déplacements millimétriques le long des plans de schistosité. Enfin, dans les siltstones de la formation 1, la schistosité est très fine, planaire, pénétrative, inframillimétrique, de petites figures sigmoïdes apparaissant dans les microlithons. Microscopiquement, la schistosité S_1 est souvent plan axial de microplis. Elle est pénétrative, fine, localement reprise par une schistosité S_2 cisailante (fig. 89 et 90). Dans les formations 1 et 2 du secteur central, la schistosité se situe à la limite du domaine de la schistosité de flux et de celui de la schistosité de fracture.

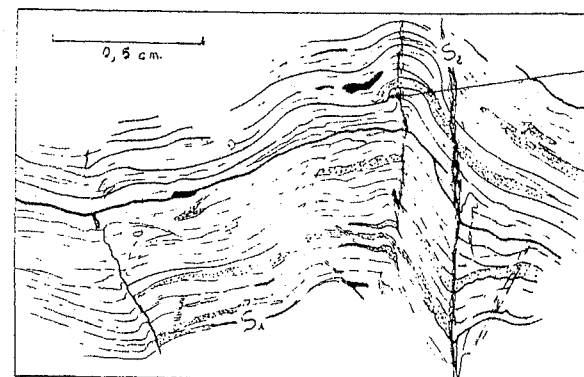


Fig. 89 : MICROGRAPHIE D'UN SILTSTONE DE LA FORMATION 1 de l'ANTICLINAL DE DRAA GUESSAA (Echantillon RAR 02 $x = 269,5$ $y = 218,2$). La schistosité S_1 transpose la stratification tandis que la schistosité S_2 cisaille légèrement les charnières de plis P_1 .

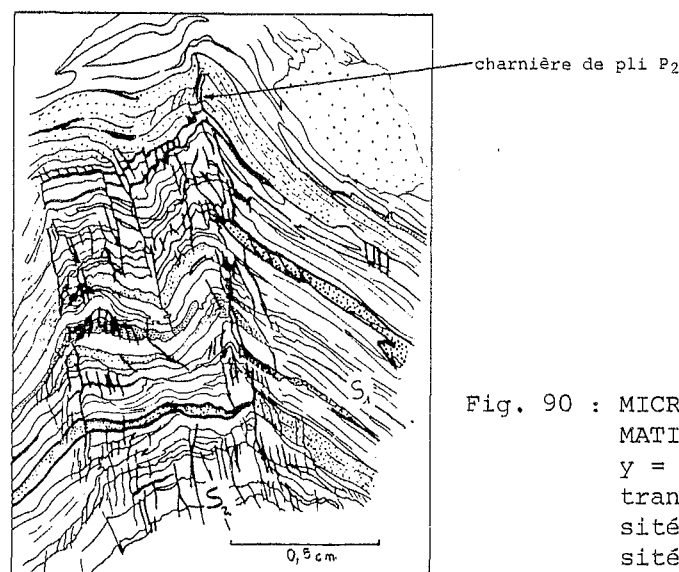


Fig. 90 : MICROGRAPHIE D'UN GRÈS SILTEUX DE LA FORMATION 10 (Echantillon RAR 637 $x = 272,5$ $y = 221,3$). La schistosité de flux S_1 transpose la stratification. La schistosité de fracture S_2 cisaille la schistosité S_1 .

A l'Est de l'unité, à Sidi Abdallah, la schistosité n'est plus de fracture mais de flux. Elle est fine, très pénétrative, ayant fait disparaître la stratification et donnant des linéations d'intersection L_0 très nettes. Le grand axe des galets déformés est orienté parallèlement à celles-ci ($N45^\circ$ en moyenne). Les galets, sous l'influence des contraintes responsables de la schistosité S_1 sont aplatis dans les plans de cette dernière lors de la déformation P_1 . Les plans de schistosité sont satinés, doux au toucher, micacés. Ils sont déformés ultérieurement par des plis P_2 et P_3 et cisailés par des plans horizontaux liés aux épisodes de recouvrement ϕ_1 et ϕ_2 (voir plus loin p. 115).

b - Métamorphisme

Dans la partie ouest de l'unité, la disposition de la séricite dans les plans de schistosité indique que la déformation P_1 *synschisteuse* est également *synmétamorphe*. Dans ce secteur le métamorphisme est faible, de type anchizonal (Piqué, 1972), caractérisé par la séricite naissante.

Au centre de l'unité, les recrystallisations sont encore faibles. Le métamorphisme se situe à la limite anchizone-épizone (séricite naissante).

Enfin, dans la partie orientale de l'unité, le métamorphisme est plus fort, caractéristique de l'épizone où s'observe la paragenèse suivante :

. *Muscovites* en lamelles de 40 à 70 μ , peu abondantes dans les lits riches en quartz ($S_0 // S_1$), plus abondantes et en écheveaux déformés par la schistosité S_2 dans les lits plus argileux.

. *Chlorites* en lamelles de 150 à 250 μ associées fréquemment aux muscovites mais de taille plus grande que ces dernières, principalement développées dans les niveaux argileux mais également dans les niveaux quartzeux. Elles sont déformées par la schistosité S_2 donc antérieures à celle-ci et légèrement obliques sur la schistosité S_1 , donc tardives par rapport à elle. La cristallisation de la chlorite s'est donc poursuivie postérieurement aux mouvements qui ont engendré la schistosité S_1 .

Il y a donc une nette progression dans l'intensité du métamorphisme comme de la schistosité, de l'Ouest vers l'Est, dans cette unité. Cet accroissement du métamorphisme a été lié par Michard (1967) à la montée d'un flux thermique, phénomène qui s'accroît lors de la phénoblastèse (Michard, 1968 a et b). Cette montée thermique aurait eu un maximum d'intensité au niveau de Sidi Abdallah et décroîtrait à nouveau vers l'Est. Si, comme nous le verrons en étudiant les déformations ultérieures, cette unité a été déplacée postérieurement aux plissements, à la schistosité et aux recrystallisations métamorphiques, ces phénomènes n'ont pu se produire à l'endroit où ils s'observent actuellement.

B - PLISSEMENT P_1 ET DEFORMATIONS DES CONGLOMERATS DE L'UNITÉ DE SIDI ABDALLAH

Nicolas et Vialon (1980) distinguent deux principaux cas de déformation : la *déformation ductile à l'état solide*, dans laquelle peuvent s'observer soit de l'écoulement cataclastique soit de l'écoulement plastique soit encore de l'écoulement superplastique ; la *déformation ductile en présence de fluide* où coexistent la déformation atectonique et la déformation tectonique.

1 - Les conglomérats d'El Aouine (formation 9a)

Il s'agit d'un conglomérat à galets centimétriques à décimétriques (20 cm maximum). Les galets sont jointifs ou isolés dans une matrice silto-gréseuse violacée, peu micacée. Leur nature est variable : grès, quartzites avec quelques psammites et siltstones à la base et enfin calcaire à proximité des niveaux carbonatés provenant, en partie au moins, du remaniement de ces niveaux. La stratification est marquée par des bancs centimétriques à décimétriques, gris-violacé à la cassure, roux à la patine. La schistosité S_1 est soulignée par une linéation d'intersection L_0 plus nette dans les niveaux gréseux que dans les niveaux calcaires.

La fracturation constitue la déformation principale des galets. En coupe, deux types de fractures sont visibles. Les premières sont grossièrement perpendiculaires à la direction d'allongement des galets. Elles sont légèrement ouvertes, planes et régulières, sans déplacement apparent. Les secondes, en échelons, sont grandes, espacées, irrégulières, accompagnées d'ouvertures dans lesquelles recrystallise de la calcite. Les déplacements le long de ces deuxièmes fractures se font tous dans le même sens à l'intérieur d'un même galet ; ils sont millimétriques, rarement centimétriques.

A Biedna, des conglomérats très comparables à ceux d'El Aouine présentent des galets peu déformés, de forme subanguleuse, isolés dans une matrice schisto-gréseuse micacée, violacée. La taille des galets est très variable (1 à 30 cm). La stratification est soulignée par une alternance de niveaux conglomératiques et de niveaux silto-gréseux décimétriques. La limite galet-matrice n'est pas toujours nette à cause des similitudes de lithologie mais aussi de la déformation plastique qui affecte galets et matrice. L'abondance de matrice rend la déformation par fracturation-dissolution peu importante car les plans de contact, d'ailleurs aléatoirement orientés, sont peu nombreux.

En résumé, la déformation cassante se traduit par des cisaillements selon des plans parallèles et avec des déplacements dans un même sens à l'intérieur d'un même galet. La schistosité S_1 , caractéristique d'une déformation souple, moule les galets. Les galets de calcaire réagissent plus plastiquement, ils sont pénétrés en effet par la schistosité.

2 - Les conglomérats de Sekhira-es-Slimane (formation 9b)

A l'affleurement, ces conglomérats ont l'aspect de brèches monogéniques à éléments quartzitiques blancs très anguleux, centimétriques à décimétriques. La matrice est fine, rouge, argilo-gréseuse. La stratification est soulignée par des niveaux argilo-gréseux rouges, grossiers, décimétriques, dans lesquels s'observent des stratifications entrecroisées et des chenaux. La schistosité S_1 ne se manifeste que dans le matériel argilo-gréseux des charnières de plis. Ces conglomérats se présentent sous deux faciès, l'un grossier, l'autre fin.

a - Faciès grossier

Il comporte :

- *Éléments quartzitiques blancs, centimétriques à décimétriques*, présentant des fractures qui ne se prolongent généralement pas dans la matrice. Certaines de ces fractures sont ouvertes et remplies d'oxyde de fer et d'hydroxyde de fer. La fracturation, très fine, n'offre aucune direction privilégiée tandis que la fracturation plus grossière, présentant des directions qui semblent conjuguées, montre de très faibles déplacements. Les contacts entre éléments quartzitiques permettent d'observer des figures d'interpénétration imputables à des dissolutions sous contraintes.
- *Éléments quartzitiques blancs, infracentimétriques* : leur forme est très variable, anguleuse avec des angles vifs, arrondie à losangique. La fracturation y est faible, soulignée par des filaments rouges. La déformation par dissolution est très peu développée.
- *Éléments de grès-quartzites rouges* : ce sont des éléments centimétriques, peu abondants, de forme subarrondie. La fracturation y est faible à nulle. La limite des grains est beaucoup moins nette que précédemment.
- *Éléments argilo-gréseux sombres*, à petites taches blanches correspondant à des grains de quartz. La différenciation d'avec la matrice est aisée. Ces éléments qui ont parfois des contours peu nets sont arrondis, jamais anguleux, la fracturation y est peu développée.
- *Matrice* : elle est fine, rouge, légèrement gréseuse et micacée. Elle renferme des grains plus grossiers de quartzite.

b - Faciès fin

Il présente les mêmes caractères généraux de déformation que le faciès grossier. Il s'en différencie cependant par l'abondance de la matrice (60%) ainsi que par l'absence d'éléments sombres.

Conglomérats (échantillon RAR 1403 ; x = 262 y = 219,5 ; fig. 91)

Texture : conglomératique, à éléments anguleux.

Éléments figurés : éléments de quartzite blanc, de grès-quartzite rouge et de phyllite gréseuse peu abondante.

Matrice : quartz anguleux à subsphérique, détritique ou de recristallisation ; muscovite détritique flexueuse ; séricite naissante ; tourmaline ; rares feldspaths damouritisés ; oxyde de fer abondant.

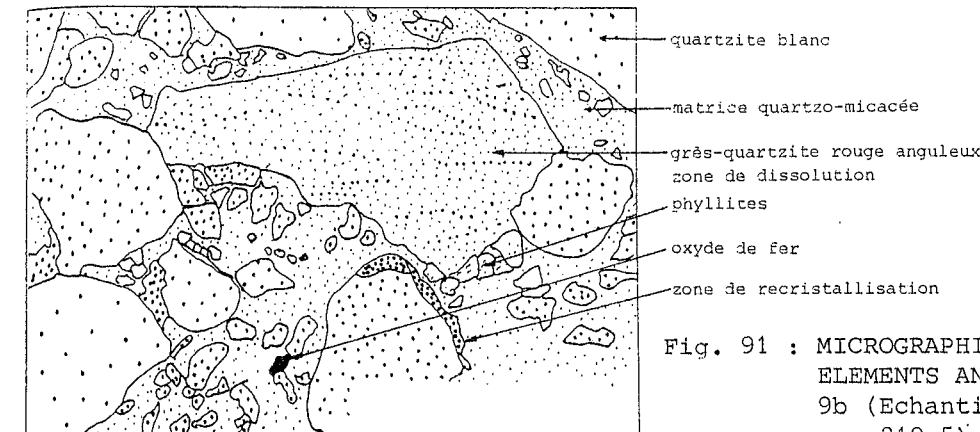


Fig. 91 : MICROGRAPHIE D'UN CONGLOMERAT A ELEMENTS ANGULEUX DE LA FORMATION 9b (Echantillon RAR 1403 x = 262 y = 219,5). Les zones de dissolution sont nombreuses, tandis que la fracture est nulle. Aucune déformation souple n'est visible.

En résumé, si aucune déformation plastique n'est visible, la déformation par pression, dissolution et fracturation, à disposition géométrique aléatoire, est très développée dans les conglomérats de Sekhira-es-Slimane. La schistosité S_1 est peu marquée dans la matrice et presque absente dans les galets.

3 - Les conglomérats métamorphiques de Sidi Abdallah (F. 9c)

Les galets de ces conglomérats montrant des déformations différentes en fonction de l'abondance de matrice, il est donc nécessaire de différencier les conglomérats riches en matrice ($\geq 50\%$) de ceux qui en sont plus pauvres ($< 50\%$).

a - Conglomérats riches en matrice

La roche est verte, micacée, soyeuse. La matrice présente des minéraux de métamorphisme noirs, à peine visibles à la loupe (chlorite), des micas blancs eux-mêmes petits. Les galets, millimétriques à centimétriques, quartzitiques, gréseux ou phylliteux, sont isolés dans cette matrice. Il s'agit d'un conglomérat hétérogranulaire et polygénique. Le débit principal de la roche se fait selon la schistosité (S_1) de flux, elle-même affectée d'une crénulation S_2 peu marquée. Quelques filonets de quartz, millimétriques à centimétriques, recoupent la schistosité S_1 et la crénulation S_2 , sans être déformés. Dans ce conglomérat deux types principaux de galets sont visibles :

- *galets grés-quartzitiques blancs*, de taille millimétrique à centimétrique, leur forme est allongée, légèrement aplatie pour certains dans le plan de schistosité S_1 , parfois localement oblique à cette dernière. Il s'agit de galets durs, schistosés. Quelques formes trapues subsistent cependant et sont alors fortement schistosées (fig. 92a). Perpendiculairement au plan de schistosité et à la linéation d'intersection L_1^0 , la forme des galets est losangique, parfois anguleuse avec des arêtes émoussées (fig. 92b).
- *galets de grés-phyllades micacées, rouges à violettes* : ce sont des galets de forme variable, ronde à très allongée. Leur taille est fréquemment plus grande que celle des galets grés-quartzitiques. Ces galets sont peu abondants. Les contacts entre galets provoquent des dissolutions. La schistosité S_1 se marque très bien sur les bords des galets mais très mal au centre. Des queues de recristallisation sont visibles aux extrémités de ces galets. Leur réorientation, très nette, a été facilitée par le fort pourcentage de matrice.

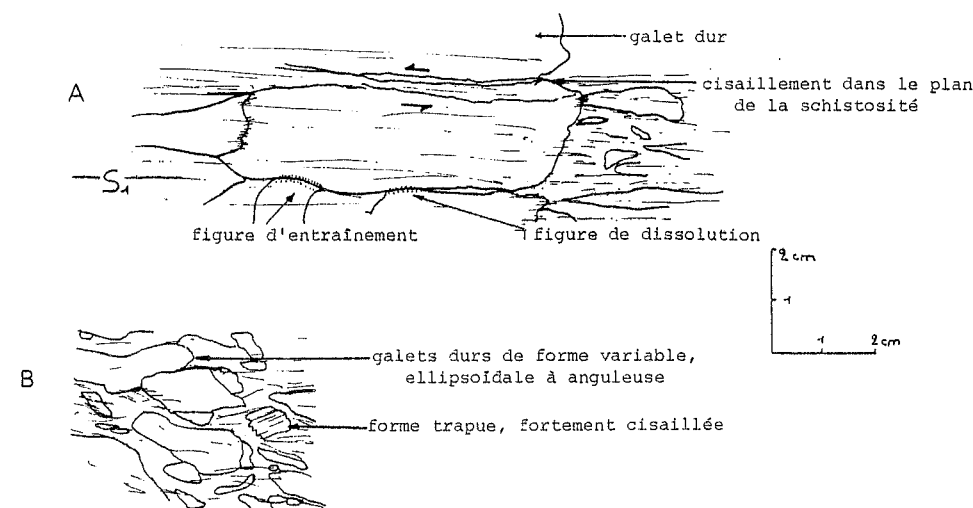


Fig. 92 : SURFACE POLIE DANS LES CONGLOMERATS DE LA FORMATION 9c DE SIDI ABDALLAH.

A - Aplatissement dans le plan longitudinal (X-Z). allongement maximal des galets ;

B - aplatissement faible dans le plan perpendiculaire (Y-Z).

b - Conglomérats pauvres en matrice

La roche est sombre, marron-violacé, micacée. Ce sont des conglomérats hétérogranulaires et polygéniques. La schistosité S_1 y est très bien marquée ; par contre, la crénulation n'est pas visible. La forme des galets est variable : en amandes allongées dans le plan de schistosité ou anguleuse. Les galets sont fréquemment cisailés mais leur stratification propre demeure visible. Leur forme et leur taille varient fortement. Les galets en contact montrent des figures de dissolution, leurs extrémités sont effilées et disparaissent dans les plans de schistosité ce qui confère à la roche un aspect en amygdales imbriquées. Dans ce conglomérat trois types de galets sont visibles :

- *galets de quartzite et de grès* : leur forme actuelle, assez variable, semble proche de leur forme initiale. La réorientation est faible. Ils sont affectés de cisaillements (parallèles au plan de schistosité S_1), principalement sur les bordures, et de déformations par pression-dissolution. La dissolution se traduit par une interpénétration des galets et par des surfaces de contact engrenées.

- *galets grés-argileux* : de forme allongée à lenticulaire, la schistosité S_1 y est bien marquée. Les terminaisons des galets sont aiguës et très pénétratives dans la schistosité. Des plans de cisaillement sont bien visibles sur le bord des galets. Il s'agit de galets de dureté intermédiaire où la déformation plastique est mieux marquée que la déformation par dissolution.

- *galets silteux* : ils sont très étirés et aplatis dans le plan de la schistosité S_1 .

En résumé, le mode de déformation des galets de la formation 9c est conditionné par la présence de galets voisins qui interdisent les phénomènes de rotation et favorisent les dissolutions et les fracturations de type cisaillement.

4 - Conclusion sur la déformation des conglomérats de l'unité de Sidi Abdallah

Il faut noter la relation très nette qui existe entre plissement P_1 , schistosité S_1 et déformation des conglomérats. A l'Ouest, la schistosité est du type fracture et les conglomérats sont faiblement déformés, uniquement par pression-dissolution et fracturation. A l'Est, la schistosité est de type flux et les conglomérats ont subi une déformation souple.

Piqué (1972, 1973, 1975) a réalisé une quantification de la déformation dans les conglomérats. Il n'a mesuré que des galets durs, dégagés naturellement de la matrice, négligeant d'une part la proportion de la matrice et d'autre part les déformations plus souples subies par les galets de plus forte ductilité. Il a d'abord interprété la déformation des conglomérats de Sekhirat-es-Slimane (sens large) comme un aplatissement rotationnel cisailant (1972) puis comme une simple réorientation mécanique par cisaillement (1973). A Sidi Abdallah, après avoir qualifié la déformation d'aplatissement rotationnel (1972) il l'a intitulée déformation plane (1975).

Cette méthodologie, négligeant l'importance de la matrice et de la ductilité propre des galets, conduit à sous-estimer la déformation totale. Nous préférons résumer la déformation des conglomérats sur un tableau ductilité-profondeur (fig. 93) inspiré de Mattauer (1973, p. 194).

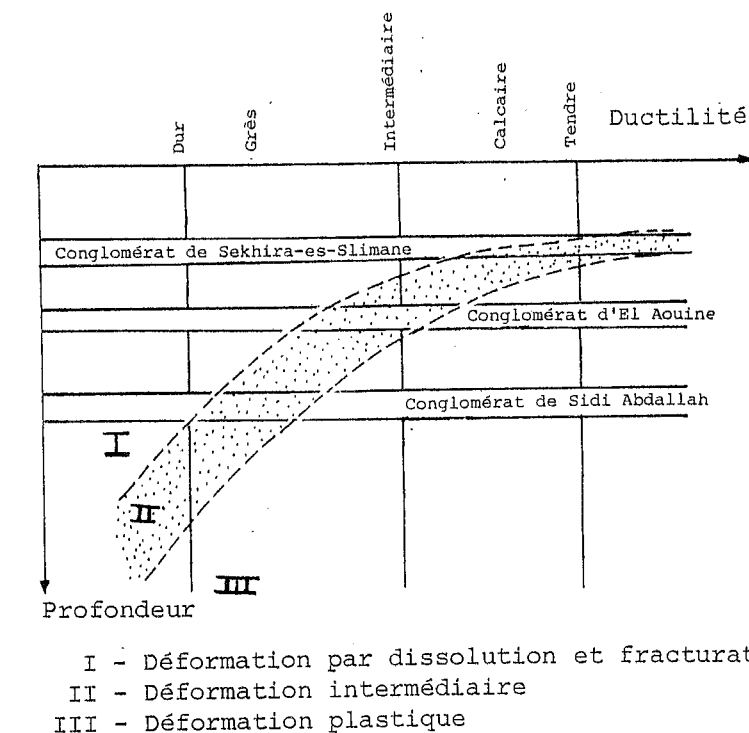


Fig. 93 : DIAGRAMME SCHEMATIQUE DUCTILITE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR donnant le comportement des galets des différents conglomérats de l'unité de Sidi Abdallah (inspiré de Mattauer, 1973, p. 194).

C - CONCLUSION SUR LA DEFORMATION PAROXYSMALE

La déformation majeure P_1 , caractérisée par des plis orientés NE-SW, se marque dans l'unité de Sidi Abdallah par de fortes différences entre l'Est et l'Ouest dans le style des plis, de la schistosité, du métamorphisme et de la déformation des galets. La schistosité S_1 est de type fracture à l'Ouest, de type flux-fracture au centre et enfin de type flux à l'Est. Le métamorphisme croît vers l'Est. Cette augmentation de la déformation semble progressive. Aucune lacune importante ne vient perturber cette évolution, ce qui empêche de subdiviser l'unité de Sidi Abdallah en plusieurs sous-unités qui auraient subi des déplacements tangentiels importants postérieurement à leur structuration majeure.

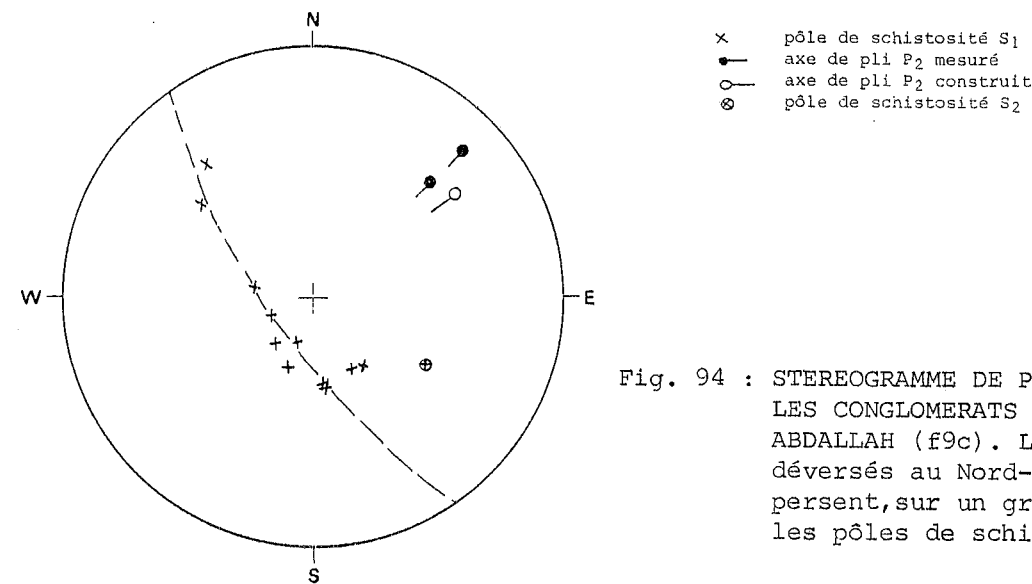


Fig. 94 : STEREOGRAMME DE PLIS P_2 DANS LES CONGLOMERATS DE SIDI ABDALLAH (f9c). Les plis P_2 , déversés au Nord-Ouest, dispersent, sur un grand cercle, les pôles de schistosité S_1 .

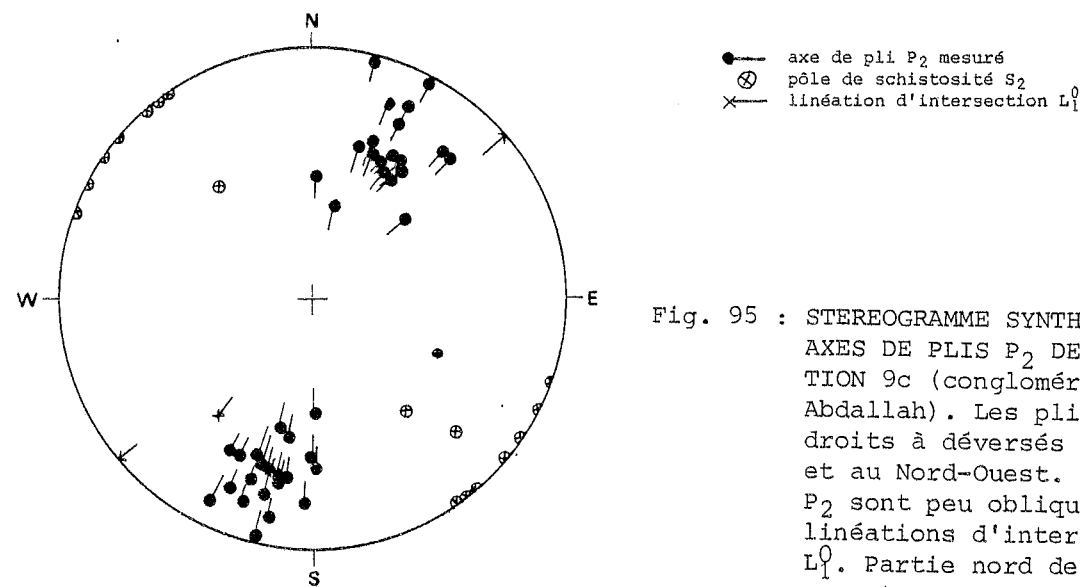


Fig. 95 : STEREOGRAMME SYNTHETIQUE DES AXES DE PLIS P_2 DE LA FORMATION 9c (conglomérats de Sidi Abdallah). Les plis P_2 sont droits à déversés à l'Ouest et au Nord-Ouest. Ces plis P_2 sont peu obliques aux linéations d'intersection L_1^0 . Partie nord de l'affleurement.

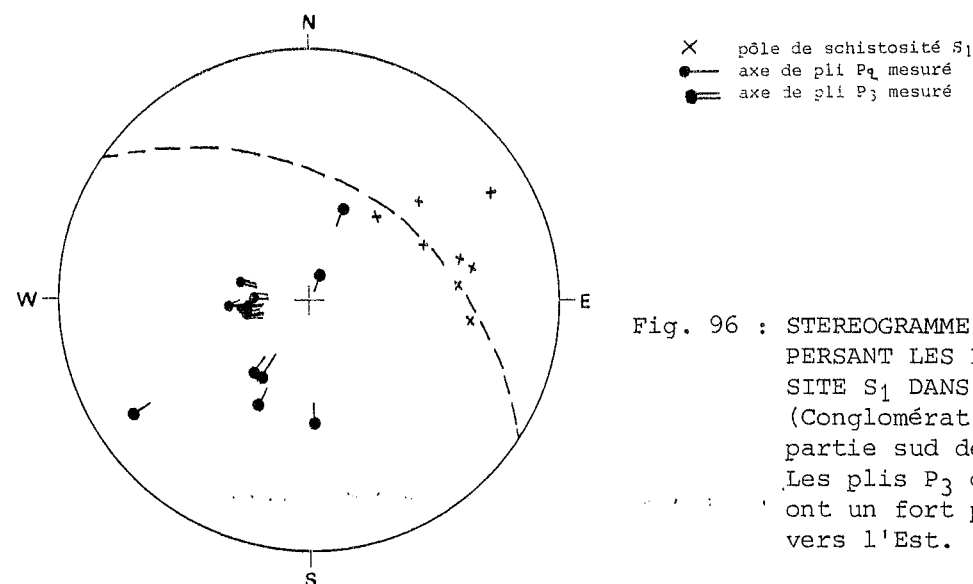


Fig. 96 : STEREOGRAMME DE PLIS P_2 DISPERSANT LES POLES DE SCHISTOSITE S_1 DANS LA FORMATION 9c (Conglomérat de Sidi Abdallah partie sud de l'affleurement). Les plis P_3 orientés Est-Ouest ont un fort plongement axial vers l'Est.

D - PLISSEMENT P_2 ET P_3 POST-SCHISTEUX

Deux épisodes de déformation souple P_2 et P_3 affectent les structures P_1 de l'unité de Sidi Abdallah, principalement dans les secteurs orientaux où la schistosité S_1 est de type flux. Ces plis sont visibles dans les conglomérats métamorphiques et les phyllades de la partie orientale de l'unité et dans le coeur de l'anticlinal de Draa Guessaa. Ils n'ont pas été observés dans la partie ouest.

1 - Plissements P_2 et P_3 dans le secteur oriental

La schistosité de flux S_1 y est déformée par des plis P_2 de demi-longueur d'onde et d'amplitude centimétriques (fig. 94), anisopaques, en chevrons. Les plans axiaux sont orientés $N20^\circ$ à $N40^\circ$ (fig. 95) dans la partie septentrionale de l'affleurement et $N00^\circ$ dans la partie méridionale (fig. 96). Ces plis sont légèrement déversés à l'Ouest. Les charnières sont cisailées selon les plans de schistosité S_2 de fracture-crénelation, d'espacement centimétrique, plan axial des plis P_2 . Les axes de plis P_2 , mesurés, diffèrent peu en orientation des linéations d'intersection L_1^0 . Sous l'effet de cisaillements (Piqué, 1975) mais aussi sous l'effet de plis P_3 (Piqué, 1972 ; Rais-Assa, 1982), les charnières sont déformées. Dans l'affleurement méridional, les deux flancs des plis P_2 ont tendance à se paralléliser.

Au microscope, la schistosité S_2 est visible dans le plan axial des microplis P_2 (fig. 89) mais aussi dans les flancs (fig. 90 et 97), ces derniers étant légèrement étirés.

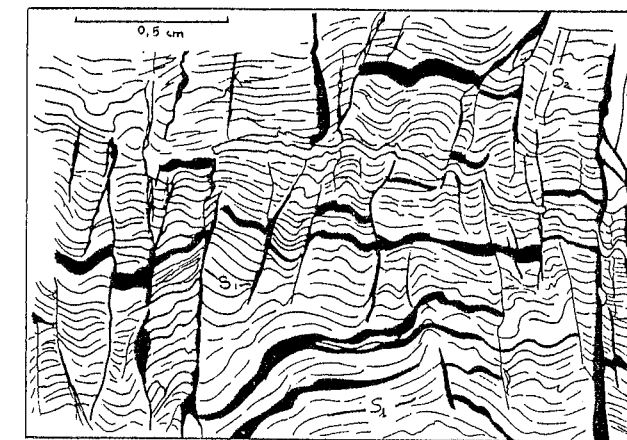


Fig. 97 : STRUCTURE D'UNE PHYLLITE MONTRANT UNE DEFORMATION SIGMOÏDE DE LA SCHISTOSITE S_1 (Echantillon RAR 637 - phyllite de Sidi Abdallah). Les plans de schistosité S_2 recoupent et décalent légèrement la schistosité S_1 .

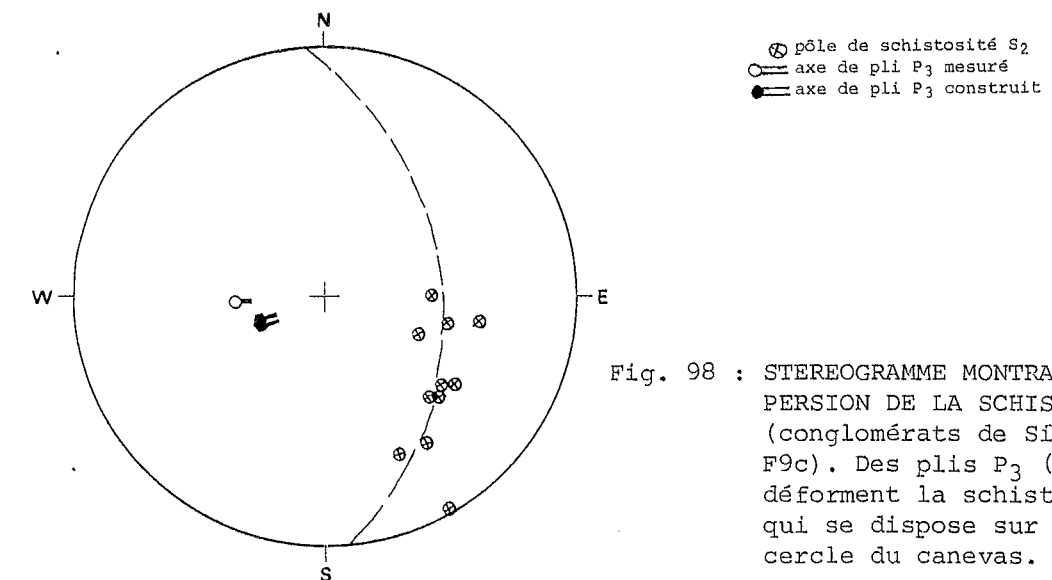


Fig. 98 : STEREOGRAMME MONTRANT LA DISPERSION DE LA SCHISTOSITE S_2 (conglomérats de Sidi Abdallah F9c). Des plis P_3 ($N90^\circ-50^\circ E$) déforment la schistosité S_2 qui se dispose sur un grand cercle du canevas.

Des plis P_3 , en kink-bands, de demi-longueur d'onde centimétrique dispersent les plis P_2 (fig. 96) et la schistosité S_2 (fig. 98). Les axes de ces kinks sont orientés $N90^\circ$, avec un fort plongement axial vers l'Est. Un clivage S_3 , vertical, fruste et espacé, leur est associé donnant très localement naissance à une linéation d'intersection L_1^3 .

2 - Plissement P_2 et P_3 au coeur de l'anticlinal de Draa Guessaa

Plus à l'Ouest, les plis P_2 et P_3 n'ont été observés que dans quelques affleurements situés au coeur de l'anticlinal de Draa Guessaa (pl. h.-t. IV). Ils correspondent à une phase mineure donnant naissance à des plis centimétriques, non cylindriques, conjugués. Les axes sont ondulants ; les plans axiaux des plis P_2 sont pentés à l'Est de 60° à 70° . La direction des axes de plis P_2 diffère peu de celle des linéations d'intersection L_0^1 . La schistosité S_2 est beaucoup moins marquée que dans le secteur précédent. Au microscope, elle est fruste, non plane, peu pénétrative, de type strain-slip.

Ces structures P_2 sont perturbées par des kinks P_3 , d'orientation Est-Ouest, à forts plongements axiaux vers l'Est.

3 - Conclusion partielle

Orienté NNE-SSW, le plissement P_2 a été interprété par Hoepffner (1973), Piqué (1975) et Michard (1982) comme une accentuation du plissement P_1 au cours d'une évolution à peu près continue. Cependant, la schistosité S_1 est du type schistosité de flux alors que la schistosité S_2 est très nettement du type schistosité de fracture. Ces deux schistosités sont donc caractéristiques de deux niveaux structuraux différents tels qu'ils ont été définis par Arthaud et Mattauer (1969). Il apparaît donc préférable, malgré une certaine coaxialité des axes de plis et un certain parallélisme des plans de schistosité, de considérer les plissements P_1 et P_2 comme légèrement décalés dans le temps.

Les plis P_3 , enfin, sont les témoins d'un phénomène de bien moindre importance, indiquant un ultime serrage Nord-Sud.

E - PREMIER ÉPISODE DE TECTONIQUE TANGENTIELLE Φ_1

L'essentiel de la structuration tangentielle de l'unité s'est produit durant un premier épisode Φ_1 . C'est ainsi que se sont formés les deux contacts principaux, à savoir : le contact basal, situé à l'Ouest de Sekhira-es-Slimane et de moindre importance, le contact de Mennfekh, situé à l'Ouest du synclinal de Biadna (fig. 77).

1 - Contact basal de l'unité de Sidi Abdallah

Ce contact amène en superposition sur le domaine occidental la formation conglomératique 9b ainsi que la formation gréso-quartzitique 11 appartenant toutes deux à l'unité de Sidi Abdallah. Cartographiquement le contact est sinueux. Il dessine des rentrants importants dans les oueds et recoupe les courbes de niveau sous un angle faible. C'est un contact anormal de recouvrement.

La divergence des directions de stratification et de schistosité dans les deux unités confirme aussi l'existence de ce contact. Au Nord de Sekhira-es-Slimane, la direction des stratifications des quartzites de la formation 11 est orientée $N90^\circ$, alors que celle des strates du domaine occidental est proche de $N20^\circ$. La schistosité S_1 , régulièrement orientée $N20^\circ$ à $N40^\circ$ dans le domaine occidental, est par contre ondulante, affectée de virgations (fig. 88, pl. h.-t. IV), dans l'unité de Sidi Abdallah.

Les plis observables dans les deux unités sont différents : plis plurikilométriques, cylindriques, droits, à plongements axiaux faibles, dans le domaine occidental ; plis décimétriques à kilométriques, complexes (présence de nombreux plis parasites), à vergence ouest à nord-ouest et à forts plongements axiaux (30° à 60°) vers le Nord-Est, dans l'unité de Sidi Abdallah.

A Sekhira-es-Slimane, immédiatement au Sud du point coté 385, des siltstones appartenant à la formation 1 du domaine occidental affleurent au fond de l'oued El Aïn. Les conglomérats de Sekhira-es-Slimane (F. 9b) se situent à environ 30 m au Nord de l'oued et 3 m plus haut. Ces conglomérats sont plissés (fig. 78), les axes des plis sont orientés $N30^\circ$ - 30° NE. Malgré les forts pendages des flancs, les conglomérats n'affleurent pas au fond de l'oued. Aucune faille n'ayant été détectée ici, cette disparition s'explique par une troncature basale des plis dans les conglomérats de Sekhira-es-Slimane. Ce phénomène de troncature s'observe également pour les quartzites de la formation 11 ($x = 262,5$ $y = 220,1$). Bien que présents de part et d'autre de l'oued, ces quartzites demeurent invisibles au fond, où affleurent des siltstones de la formation 1 du domaine occidental.

Le contact basal est jalonné de brèches tectoniques, polygéniques, d'épaisseur métrique, principalement composées d'éléments silteux, de fragments de quartzites, de grès, de conglomérats et de bancs calcaro-gréseux dolomitiques, ces derniers étant à rapprocher des calcaires gréseux de la formation 9a. Dans la zone de contact, des amygdales tectoniques présentent un plan d'aplatissement proche de l'horizontale. Elles sont soulignées par des niveaux blanchâtres pulvérulents.

La mise en place de l'unité de Sidi Abdallah a provoqué l'apparition de plis d'entraînement post-schisteux sur la bordure orientale du domaine occidental. Dans l'oued El Aïn ($x = 261,2$ $y = 218,6$) il s'agit d'ondulations de demi-longueur d'onde décimétrique et d'amplitude métrique auxquelles sont associés des microplis du type drag-folds, cisailés selon leur plan axial. La vergence de ces plis indique un déplacement de matière du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Le pendage du contact est de 5° à 30° vers l'Est ou le Sud-Est (fig. 99). Cependant

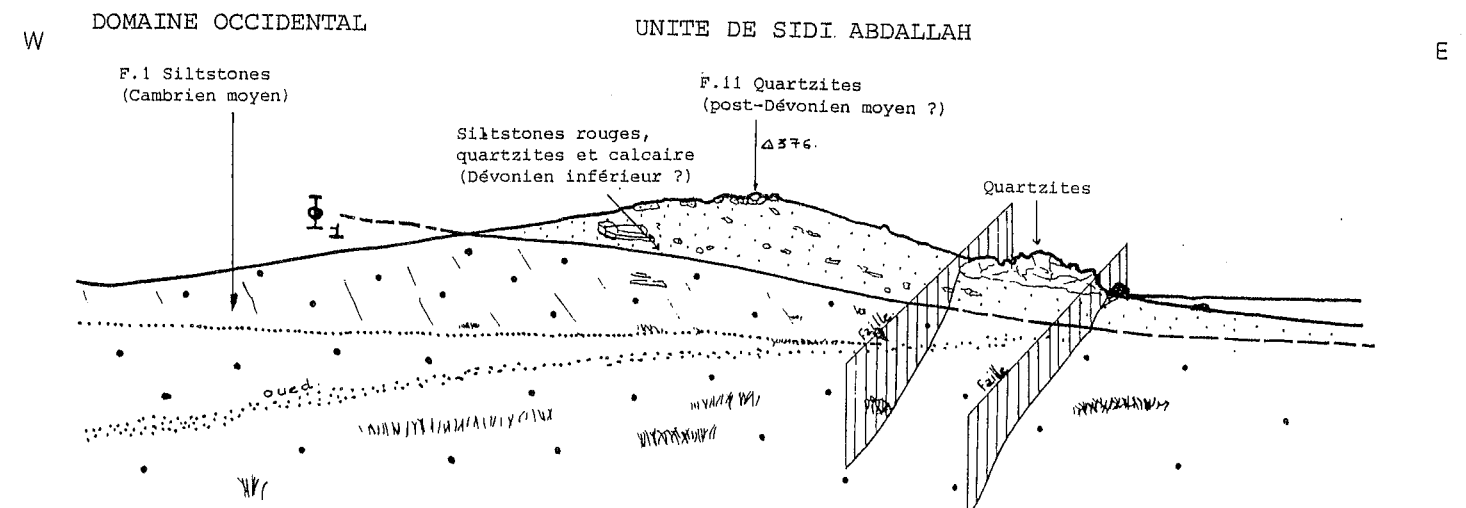


Fig. 99 : PANORAMA MONTRANT LE RECOUVREMENT DU DOMAINE OCCIDENTAL (F1) PAR L'UNITÉ DE SIDI ABDALLAH (F11). Le faible pendage du contact est perturbé par des failles verticales tardives, prolongation de la faille de l'oued Tarfa. Le contact bréchifié peut se suivre tout autour de la butte.

des failles normales $N20^\circ$, tardives, verticales (prolongement de celles de l'oued Tarfa), effondrent le compartiment oriental, donnant un pendage apparent compris entre 20° et 40° . Des stries de friction, orientées $N112^\circ$ à $N148^\circ$, sont visibles sur le matériel compétent (fig. 100). Leur plongement est faible (0° à 26°), sur des surfaces faiblement pentées à l'Est et au Sud-Est (0° à 40°). Les brèches suggèrent, tout comme les microplis d'entraînement, un déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, selon une direction moyenne proche de $N130^\circ$. Nous n'avons pas tenu compte ici des torsions qu'aurait pu subir le secteur postérieurement au recouvrement Φ_1 .

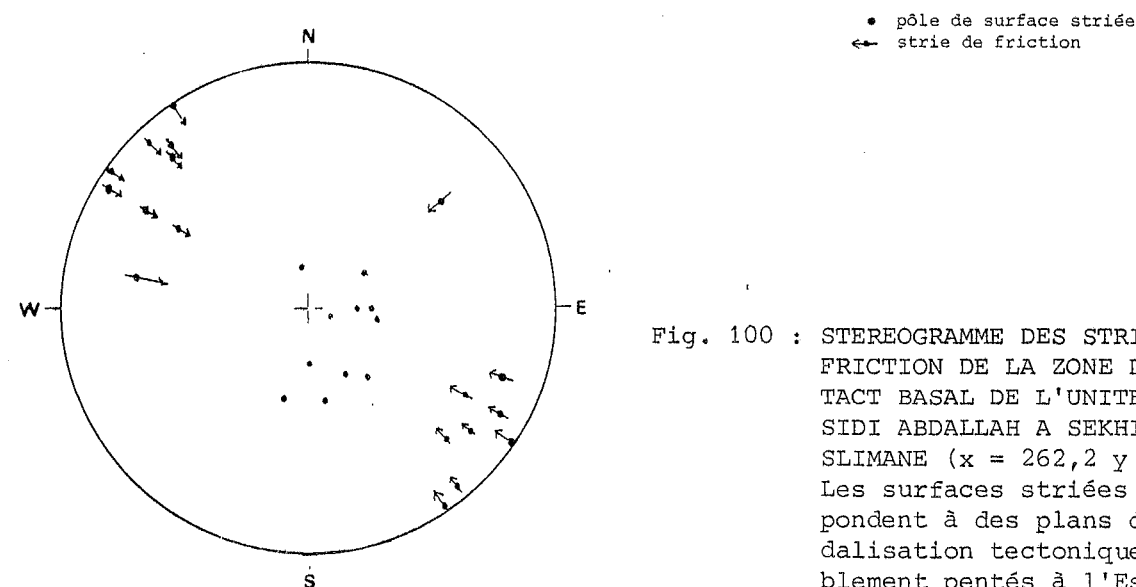


Fig. 100 : STEREOGRAMME DES STRIES DE FRICTION DE LA ZONE DE CONTACT BASAL DE L'UNITE DE SIDI ABDALLAH A SEKHIRA-ES-SLIMANE ($x = 262,2$ $y = 220$). Les surfaces striées correspondent à des plans d'amygdalisation tectonique faiblement pentés à l'Est et au Sud-Est (10° à 30°).

La surface de base de l'unité de Sidi Abdallah correspond donc, à l'Ouest, à une surface de recouvrement avec troncature basale des structures de l'unité chevauchante, et sommitale de celles du domaine occidental chevauché. La tectonique tangentielle masque, dans la région de Sekhira-es-Slimane, des formations allant du Cambrien moyen, au minimum, au Dévonien inférieur moyen, soit environ 4 000 m de série. Le déplacement minimal horizontal envisageable serait donc déjà de 4 km. Mais l'opposition des styles tectoniques des deux unités conduit à envisager un déplacement beaucoup plus important, le minimum probable étant de 8 km.

2 - Contact tectonique de Mennfekh

Ce deuxième contact est situé à l'Ouest du synclinal de Biadna et affleure à travers les éboulis de pente. Cartographiquement, il est souligné de part et d'autre par des variations dans les directions des stratifications et des schistosités. Plusieurs bancs-repères s'arrêtent brutalement à ce contact, comme c'est le cas par exemple entre les formations 2 et 4 ($x = 265,9$ $y = 218,7$). La cartographie détaillée du secteur montre que le contact est sinueux, peu penté à l'Est, et qu'il suit approximativement les courbes de niveau. Il s'agit donc d'une faille peu pentée à l'Est.

Piqué (1972) place une faille verticale $N25^\circ$ au contact entre les formations 2 et 4, à l'Est, et des conglomérats du Dévonien moyen inférieur, à l'Ouest. Aucun conglomérat n'a pu être cependant observé sur le terrain. L'auteur semble avoir confondu la série conglomératique avec la formation 2. Aucune faille verticale importante n'a pu être observée dans la zone de contact entre ces deux ensembles.

Des stries $N130^\circ$ et $N00^\circ$ (fig. 101) sont visibles sur des surfaces peu pentées (5° à 25°) recoupant les formations 2 et 4. Les stries orientées autour de $N140^\circ$, les plus abondantes, semblent correspondre au premier épisode de recouvrement ϕ_1 , tandis que les stries autour de $N00^\circ$ sont sans doute à rapporter à un second épisode de chevauchement. La qualité médiocre des affleurements n'a permis ni l'observation de plis ni l'analyse détaillée des brèches.

Le prolongement nord de ce contact est décalé vers l'Ouest par une faille tardive, verticale, orientée $N70^\circ$. Ici ($x = 265,1$ $y = 219,1$), le chevauchement ϕ_1 amène en superposition tectonique sur des conglomérats appartenant à la formation 9a d'El Aouine des grès et quartzites des formations 3 et 4. Le contact est jalonné de filons de quartz. Les stries de friction sont orientées autour de $N90^\circ$ (fig. 102), avec un léger plongement à l'Est.

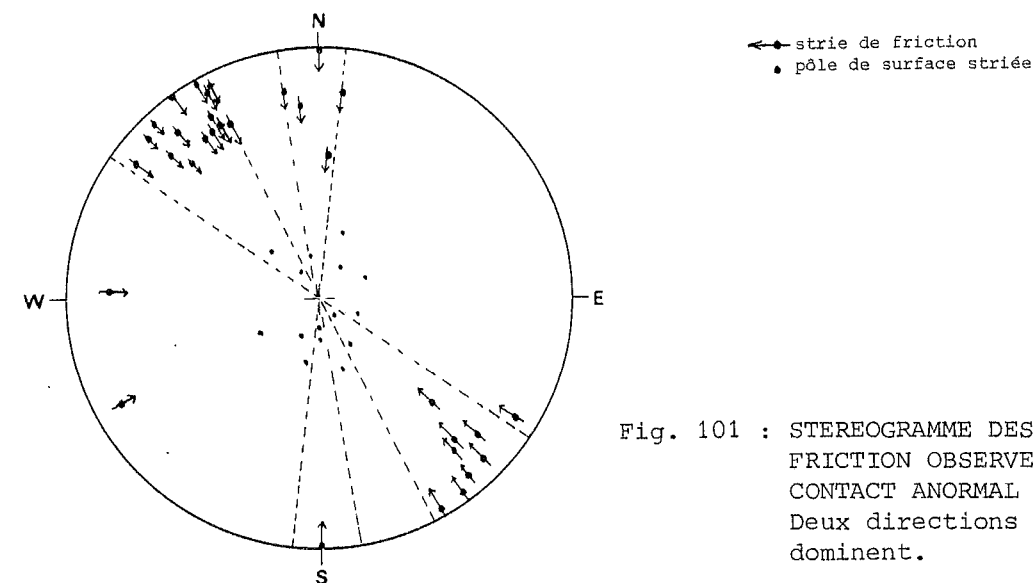


Fig. 101 : STEREOGRAMME DES STRIES DE FRICTION OBSERVEES DANS LE CONTACT ANORMAL DE MENNFEKH. Deux directions $N00^\circ$ et $N130^\circ$ dominant.

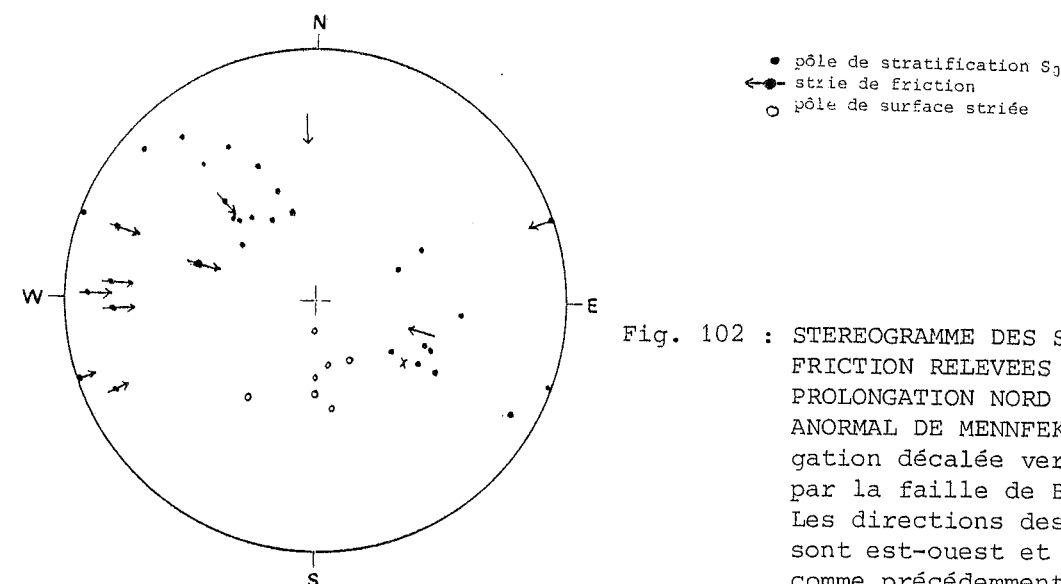


Fig. 102 : STEREOGRAMME DES STRIES DE FRICTION RELEVÉES DANS LA PROLONGATION NORD DU CONTACT ANORMAL DE MENNFEKH (prolongation décalée vers l'Ouest par la faille de Biadna). Les directions des stries sont est-ouest et non 130° comme précédemment (fig. 101).

L'aspect cartographique du contact de Mennfekh et les décalages dans les structures permettent d'envisager un déplacement du compartiment supérieur du Sud-Est et de l'Est vers le Nord-Ouest et l'Ouest. L'importance du déplacement est probablement faible. Les données lithostratigraphiques permettent de l'estimer à quelques centaines de mètres.

Des filons de microdiorites, post-orogéniques, recoupent, sans être déformés, le contact basal de l'unité de Sidi Abdallah ($x = 261,3$ $y = 218,6$ et $x = 261,5$ $y = 219,5$).

3 - Conclusion partielle

Durant le premier épisode de tectonique tangentielle ϕ_1 , l'unité de Sidi Abdallah a chevauché le domaine occidental directement suivant le contact de base. Un autre contact (contact de Mennfekh) cisaille cette unité. Ces contacts sont faiblement pentés à l'Est ou au Sud-Est. Les déplacements se sont effectués du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Les flèches sont respectivement d'un minimum de 8 km pour le contact basal et de quelques centaines de mètres seulement pour celui de Mennfekh.

Ces recouvrements sont accompagnés, au moins au niveau du contact basal, de plis d'entraînement. De petits cisaillements sont visibles le long des plans axiaux des plis d'entraînement. La déformation s'est effectuée au-dessus du front supérieur de la schistosité.

F - DEUXIEME EPISODE DE TECTONIQUE TANGENTIELLE ϕ_2

Il s'agit d'un phénomène mineur qui perturbe les structures plissées et réactive ou intercepte les chevauchements ϕ_1 . Les nouvelles surfaces de chevauchement sont bien visibles sous les quartzites de Biedna et à la base de l'anticlinal de Draa Guessaa.

1 - Quartzites de Biedna

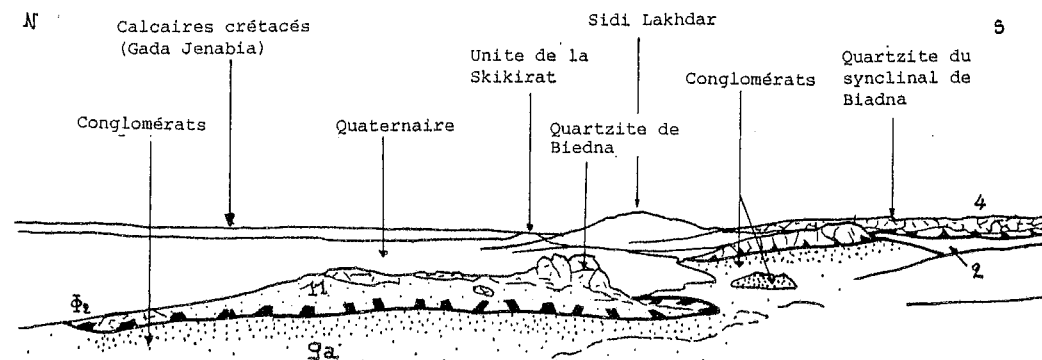


Fig. 103 : PANORAMA MONTRANT DES CHEVAUCEMENTS ϕ_1 ET ϕ_2 .

- ϕ_1 : chevauchement des quartzites de Draa Guessaa (F4) sur les phyllades et grès de Mennfekh (F2)
- ϕ_2 : chevauchement des quartzites (F11) sur les conglomérats d'El Aouine (9a).

Immédiatement au Sud-Ouest du douar Biedna, un affleurement de quartzite massif ($x = 264,2$ $y = 219,1$), très fracturé, attribué à la formation 11, repose par l'intermédiaire d'une zone bréchique d'épaisseur centimétrique à décimétrique sur des conglomérats rattachés à ceux de la formation 9a d'El Aouine. Bien que ce contact n'ait été suivi que sur 150 m, sa trace est très nettement sinueuse (fig. 103). Ce contact est penté de 10° à 25° au Nord. Les quartzites, en petits bancs, sont tronqués au sommet. Au-dessus s'observent des quartzites massifs. Les déplacements se sont faits du Nord vers le Sud, comme le

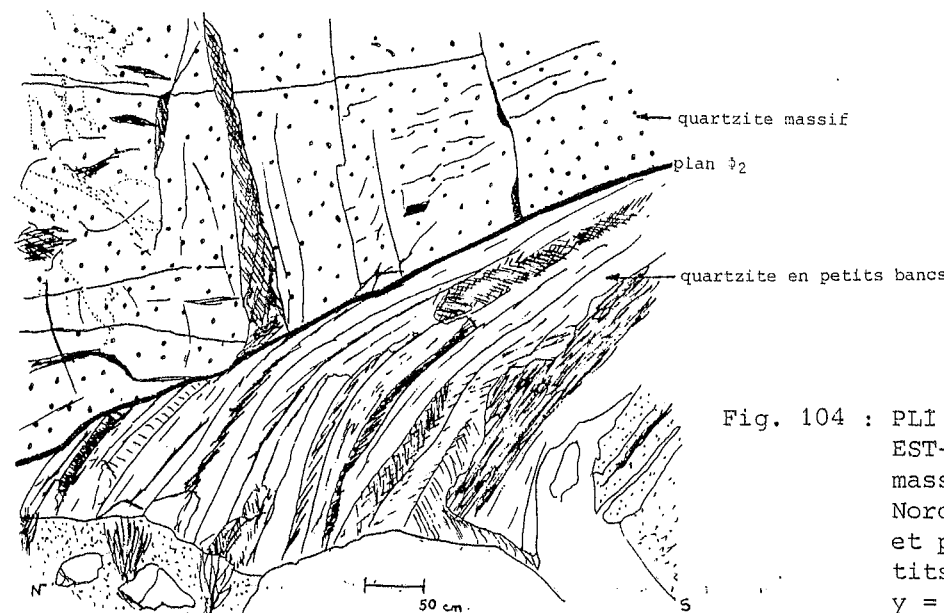


Fig. 104 : PLI D'ENTRAINEMENT ORIENTE EST-OUEST. Les quartzites massifs se déplacent du Nord vers le Sud, tronquent et plissent des grès en petits bancs ($x = 264,1$ $y = 219,1$).

montrent les plis d'entraînement (fig. 104) dont les axes sont orientés Est-Ouest. Ces quartzites en petits bancs sont eux-mêmes tronqués à la base et reposent sur les conglomérats.

2 - L'anticlinal de Draa Guessaa

Des plans de chevauchement sont visibles en plusieurs endroits de l'anticlinal de Draa Guessaa. Il a été possible d'y reconnaître deux contacts, l'un supérieur (topographiquement haut) et l'autre inférieur (topographiquement bas), une zone complexe constituée de "blocs" de quartzite et enfin plusieurs petits contacts tangentiels aux abords de la charnière de l'anticlinal de Draa Guessaa.

a - Le contact supérieur (pl. h.-t. IV et fig. 77) n'a été observé que ponctuellement, au Sud du synclinal de Biadna. Ailleurs, il a été déduit de la cartographie détaillée. Il est souligné par une zone masquée de 1 à 3 m d'épaisseur. Au Sud et au-dessous de cette zone, apparaissent d'autres bancs ayant des orientations très différentes. L'exemple le plus net s'observe à 1 km au SSW de Biadna. Une barre de grès ferrugineux de la formation 3, orientée $N90^\circ$ et pentée de 16° au Nord disparaît à l'Ouest au contact de siltstones et psammites orientés $N160^\circ-30^\circ E$ et appartenant également à la formation 3. Ces zones masquées sont couvertes de quartz et dessinent cartographiquement une ligne très sinueuse que nous interprétons comme un contact tectonique tangentiel. Localement, des *truncatures basales et sommitales* sont visibles. Des crochons d'entraînement ($x = 267$ $y = 219,5$) qui se développent dans une roche très cataclasée, submylonitique, leur sont associés. Ils indiquent un déplacement général du Nord vers le Sud et du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Si le pendage des plans de truncature peut atteindre 40° , leur surface-enveloppe est peu pentée, seulement 10° à 20° vers le Nord ou le Nord-Est. Des quartzites, à 700 m au Sud-Est de Biadna ($x = 267,2$ $y = 219,1$) reposent, par l'intermédiaire d'un contact tectonique subhorizontal, sur des psammites et des siltstones de la formation 3, à pendage nord-ouest fort. Il s'agit d'une petite klippe (10 m x 15 m). Des stries de friction sur le plan de truncature indiquent un déplacement du Nord vers le Sud. Un équivalent lithologique de cette klippe est visible à 200 m au Nord : ce sont les quartzites de la formation 4 appartenant au flanc ouest, vertical, de l'anticlinal de Draa Guessaa.

b - Le contact inférieur (pl. h.-t. IV et fig. 77) s'observe à quelques mètres au Sud de la barre de grès située à la base de la formation 3, au Sud-Ouest du synclinal de Biadna, où il dessine des rentrants très importants dans les oueds. A l'Ouest, la base de la barre est tectonisée, striée et localement bréchifiée. Vers l'Est, la barre est découpée en

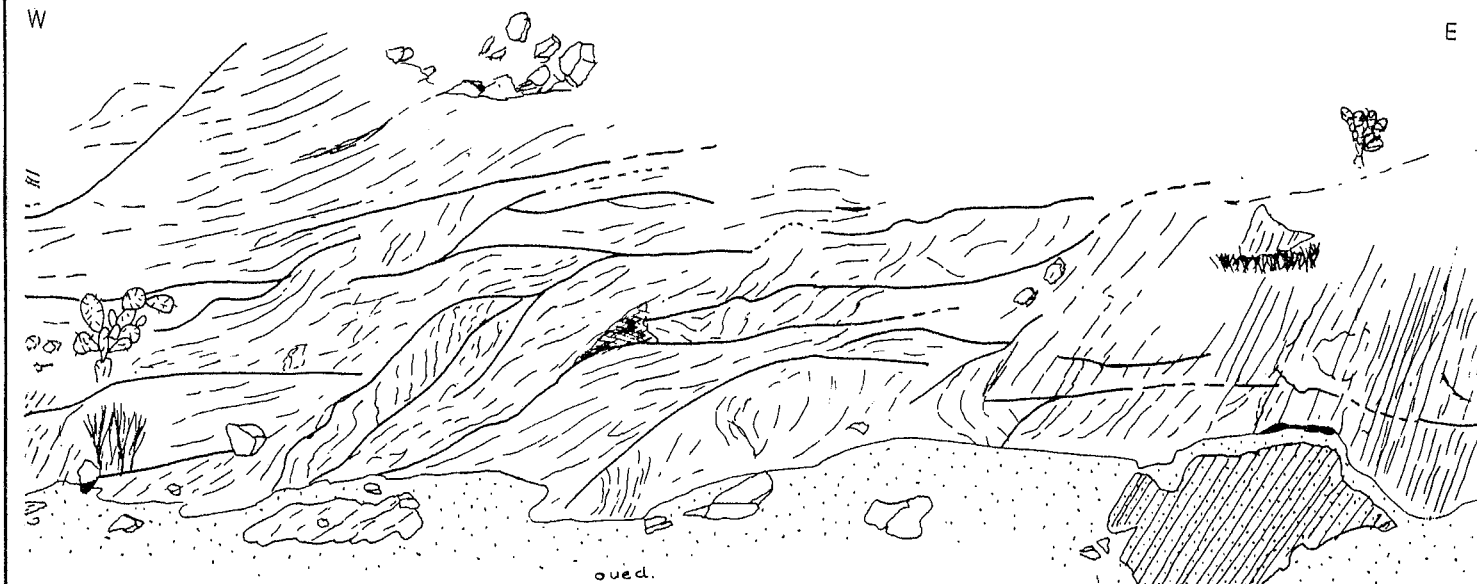


Fig. 105 : DILACERATION TECTONIQUE DE LA FORMATION 1 dans le coeur de l'anticlinal de Draa Guessaa, conduisant à une amygdalisation horizontale pratiquement sans bréchification.

amygdales sans qu'il soit possible d'observer de bréchification entre elles. A environ 50 m plus au Sud et à quelques mètres topographiquement plus bas ($x = 267$ $y = 218,7$ et $x = 267,2$ $y = 218,9$) apparaît une zone tectonisée, amygdalisée (fig. 105). Au Sud de ce contact affleure une klippe hectométrique (pl. h.-t. IV). A l'extrémité nord-est de celle-ci, des plis P_1 synschisteux, de demi-longueur d'onde métrique, orientés $N20^\circ$, plongeant indifféremment au Nord-Est et au Sud-Ouest, sont repris par des plis d'entraînement en genou, à vergence sud, dont les axes sont orientés est-ouest. Des stries de direction $N20^\circ$ sont visibles sur des surfaces peu pentées, sécantes aux structures P_1 (fig. 106). Les plis d'entraînement, comme les stries, indiquent là encore un déplacement du Nord vers le Sud.

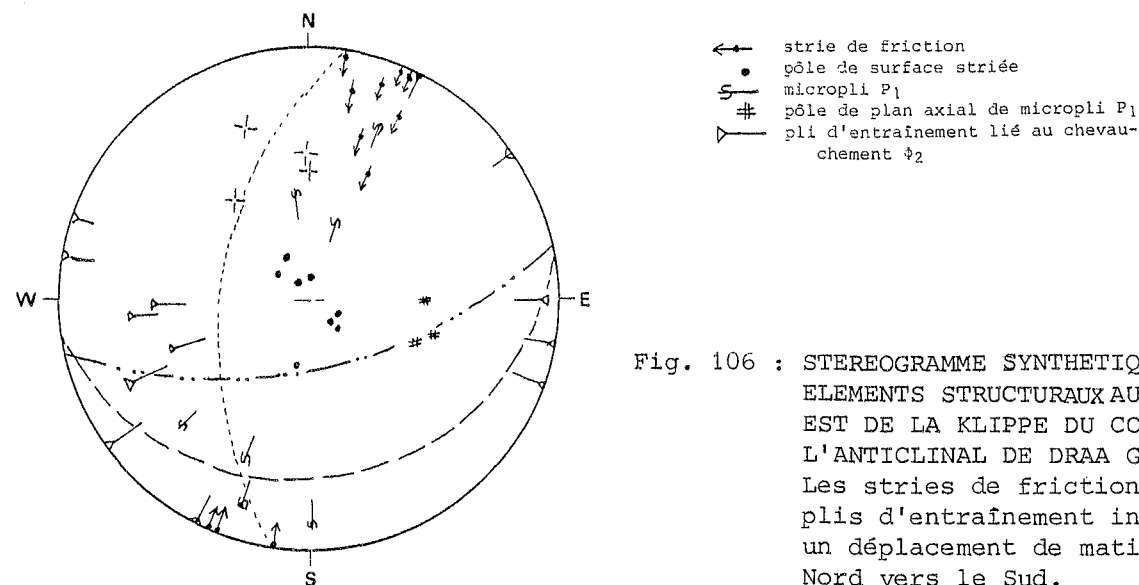


Fig. 106 : STEREOGRAMME SYNTHETIQUE DES ELEMENTS STRUCTURAUX AU NORD-EST DE LA KLIPPE DU COEUR DE L'ANTICLINAL DE DRAA GUESSAA. Les stries de friction, les plis d'entraînement indiquent un déplacement de matière du Nord vers le Sud.

c - Contacts tangentiels ϕ_2 à l'Ouest du synclinal de Biadna ($x = 266$ $y = 219$). A l'Ouest du synclinal de Biadna, les quartzites de la formation 4 sont superposés à la formation 3. Les contacts sont soulignés par des brèches peu développées et par des surfaces de troncature pentées au Nord et au Nord-Ouest. Ces quartzites proviennent sans doute de la partie manquante du flanc ouest de l'anticlinal de Mennfekh.

d - Les contacts tangentiels ϕ_2 du périclinal de l'anticlinal de Draa Guessaa. Ils sont au nombre de 3, partiellement masqués par des éboulis. Ils découpent les quartzites de la formation 4 en plusieurs tronçons qui sont chacun décalés d'une dizaine de mètres vers le Sud. Ils conduisent à des redoublements qui ne peuvent pas s'expliquer par des failles verticales. Par contre, l'affleurement de quartzite situé au Nord de la piste Sidi Abdallah - Biedna appartient à la charnière anticlinale disloquée par les deux phénomènes. La partie ouest montre des plans de cisaillement subhorizontaux (fig. 107), des surfaces

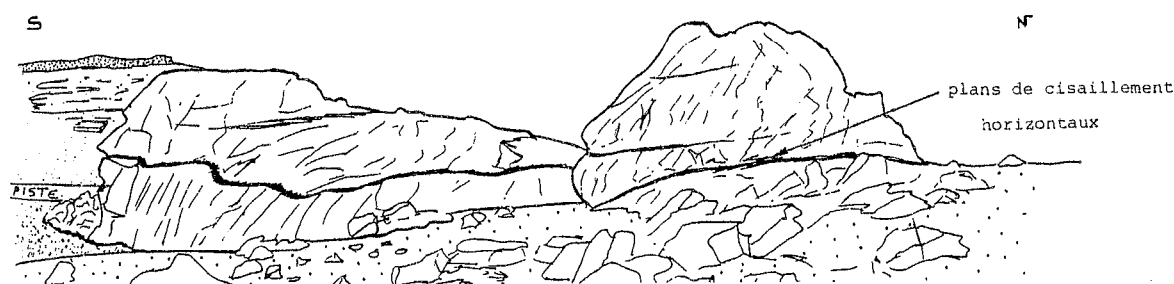


Fig. 107 : PANORAMA MONTRANT LE CISAILLEMENT DU PERICLINAL NORD DE DRAA GUESSAA PAR DES PLANS SUBHORIZONTAUX. La tectonique tangentielle I_2 découpe la formation 4 ($x = 269,1$ $y = 220,5$).

moutonnées, des stries de friction, ainsi que des fentes ouvertes dont la direction d'extension maximale est Est-Ouest et qui sont pentées au Nord. Ces fentes sont remplies de quartz. Ces éléments indiquent tous que les quartzites ont été soumis à des déformations tangentielles avec déplacements du Nord vers le Sud.

Au Sidi Lakhdar, un pli décimétrique orienté est-ouest, plongeant faiblement à l'Est, déforme le périclinal de l'anticlinal de Draa Guessaa. C'est la seule structure importante orientée $N90^\circ$ connue dans l'unité de Sidi Abdallah ; il faut peut-être y voir un pli d'entraînement lié à cet épisode tangentiel ϕ_2 .

3 - Prolongement vers l'Ouest et l'Est des contacts ϕ_2

a - prolongement vers l'Ouest : le très faible relief et les recouvrements quaternaires n'ont pas permis de mettre en évidence de façon certaine des contacts de chevauchement ϕ_2 plus à l'Ouest, entre Sekhira-es-Slimane et le douar El Biedna. La dilacération observée dans les quartzites de Bled Mris est non seulement compatible avec la présence de ces chevauchements mais semble y trouver son origine comme le suggère l'affleurement de Biedna (voir § F 1)

b - prolongement vers l'Est : la disparition brutale de la formation 4 à l'Ouest du douar Sidi Abdallah permet d'envisager une prolongation vers l'Est du contact inférieur.

4 - Conclusion partielle

Un épisode de tectonique tangentielle ϕ_2 avec déplacement du Nord vers le Sud affecte l'unité de Sidi Abdallah. Durant cet épisode n'apparaissent que des chevauchements mineurs dont les déplacements sont toujours faibles (décimétriques à hectométriques) ; l'importance de ces déplacements diminue également quand les contacts sont topographiquement de plus en plus bas.

La présence de plis d'entraînement, orientés Est-Ouest, sans schistosité, permet de penser que la déformation s'est effectuée dans un domaine où la schistosité n'existait pas, donc probablement dans un domaine structural assez superficiel.

Ces chevauchements, phénomène mineur dans l'unité de Sidi Abdallah, pourraient être dus à une réaction aux déplacements du Nord vers le Sud plus importants observés au-dessus dans l'unité de la Skikirat.

G - TECTONIQUE CASSANTE

Elle affecte les structures majeures P_1 , synschisteuses, ainsi que les structures liées aux chevauchements ϕ_1 et ϕ_2 . Il s'agit de phénomènes tardifs. Trois directions principales de failles verticales sont visibles sur la carte : $N20^\circ$, $N60^\circ$ à $N80^\circ$ et $N120^\circ$.

Les failles $N20^\circ$ sont situées dans l'Ouest de l'unité. Elles correspondent à la prolongation sud de la zone faillée de l'oued Tarfa. Ces failles effondrent le compartiment oriental (regard est). Les décalages verticaux sont faibles (décimétriques).

Les failles $N60^\circ$ à $N80^\circ$ recoupent l'unité de Sidi Abdallah ainsi que, de façon plus discrète, les formations crétacées. Ces failles ont donc un jeu ou un rejeu très tardif. La faille passant entre Biedna et Biadna affecte les formations conglomeratiques de l'Ouest de l'unité et sectionne l'anticlinal de Mennfekh. Elle entraîne la disparition d'une partie au moins du flanc nord-ouest de cette structure. L'effondrement du compartiment nord est net, tant cartographiquement que géométriquement. La faille passant au Sud d'Arakna est matérialisée sur le terrain par une zone riche en quartz. Si elle se perd vers l'Est, au Sud de Sidi Abdallah, elle réapparaît plus à l'Est dans l'unité de la Skikirat et dans les formations crétacées. La torsion des schistosités S_1 et la présence, locale, de plis post-schisteux à axes raides (P_3) à proximité de la faille, semblent indiquer l'existence d'une composante décrochante dextre lors d'un de ses jeux.

Des failles N120° recoupent, dans l'anticlinal du Draa Guessaa, les formations quartzi-tiques. Elles s'atténuent et disparaissent vers l'Est dans la formation 3.

Des filons de roches volcaniques, doléritiques, post-orogéniques, se mettent en place indifféremment dans ces failles. Ils sont bien développés près du douar Arakna et, à l'Ouest, près de Sekhira-es-Slimane.

H - CONCLUSION

L'unité de Sidi Abdallah montre une évolution tectonique (fig. 108) plus complexe que celles du domaine occidental et des écaillés de l'oued Tarfa.

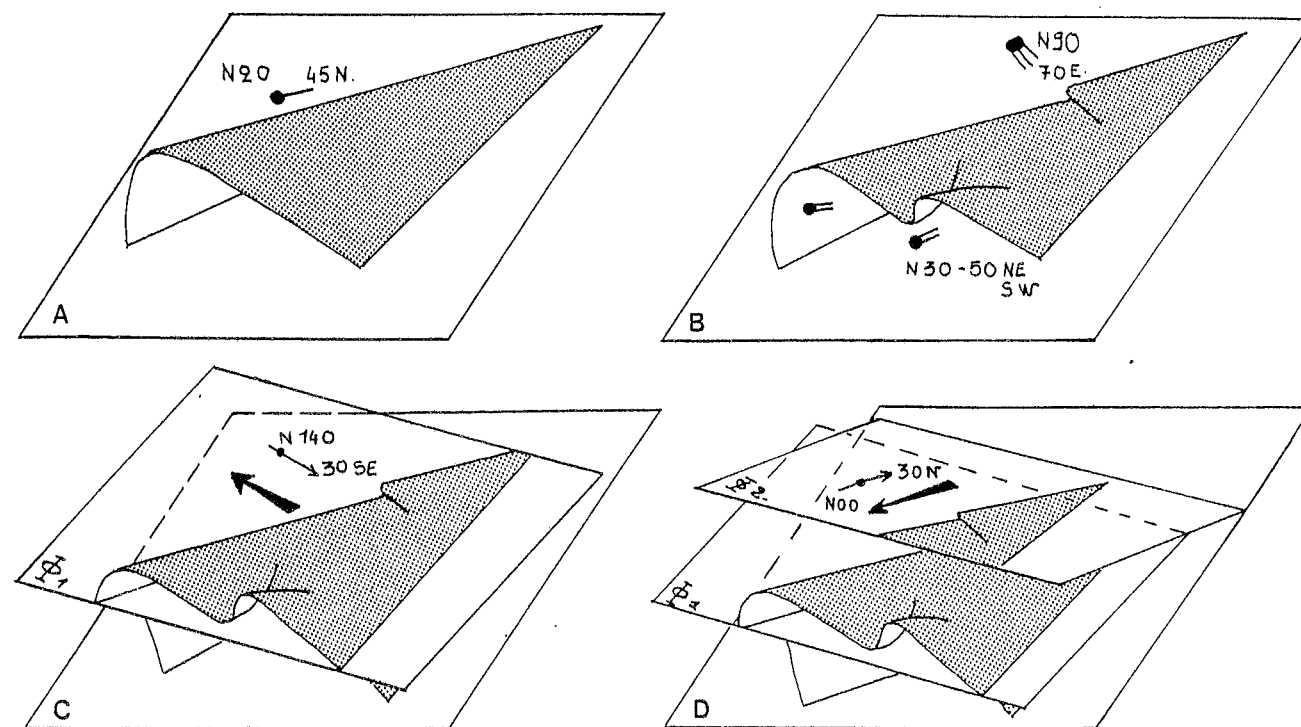


Fig. 108 : RECONSTITUTION SCHEMATIQUE DE L'EVOLUTION STRUCTURALE DE L'UNITE DE SIDI ABDALLAH.

- A - Déformation P₁, synschisteuse et synmétamorphe
- B - Déformations P₂ et P₃, chevrons et kinks centimétriques à décimétriques
- C - Chevauchement ϕ_1 : déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest
- D - Chevauchement ϕ_2 : déplacement du Nord vers le Sud.

L'épisode de déformation majeure donne naissance à des plis P₁, métriques à kilométriques, représentés dans toute l'unité. Ils sont orientés N00° à N30° et plongent au Nord. La schistosité S₁ passe d'une schistosité de fracture à l'Ouest à une schistosité de flux à l'Est. De la même façon, le métamorphisme, contemporain, passe du faciès séricite naissante à l'Ouest au faciès chlorite-muscovite à l'Est. Les déformations ont pris naissance dans le niveau structural moyen, de part et d'autre du front supérieur de la schistosité de flux. Les galets constitutifs des conglomérats ont été déformés essentiellement lors de ce premier épisode de plissement. Les galets sont fracturés à l'Ouest et aplatis dans la schistosité S₁ à l'Est.

Des plis P₂ et P₃, développés dans la partie orientale de l'unité, ont pris naissance dans le domaine de la schistosité de fracture, alors que ce même matériel était, lors de

l'épisode précédent, dans le domaine de la schistosité de flux.

Un premier épisode de tectonique tangentielle ϕ_1 , postérieur aux plis P₃, à déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest, conduit à la superposition de l'unité de Sidi Abdallah sur le domaine occidental et à l'apparition de contacts tangentiels internes de plus faible importance. L'ampleur des déplacements peut être estimée à un minimum de 8 km. Les déformations qui se sont produites durant cet épisode se sont effectuées au-dessus du front supérieur de la schistosité, donc dans des conditions équivalentes à celles du niveau structural moyen.

Un second épisode tangentiel ϕ_2 , moins important que le premier, à déplacement du Nord vers le Sud, conduit à un découpage de l'unité allochtone de Sidi Abdallah en petites écaillés. Les déplacements sont peu importants, de quelques dizaines à quelques centaines de mètres.

Un épisode cassant, tardif, donne naissance à des failles N20°, N60° à N80° et N120°. C'est ce dernier épisode qui conduit à la naissance de la cuvette de Mechra-ben-Abbou, occupée par des terrains autuniens probables.

CHAPITRE V

L'UNITÉ DE LA SKIKIRAT

L'unité de la Skikirat est constituée de terrains dévono-carbonifères non métamorphiques qui affleurent sporadiquement à travers les couvertures autuniennes, crétacées et quaternaires. Cette unité tire son nom de la butte Skikirat cote 397 ($x = 273,4$ $y = 220,8$). Les différents affleurements de terrains concernant cette unité couvrent une surface de 10 km en Est-Ouest sur 15 km en Nord-Sud. Dans la partie sud de la carte, qui seule a été étudiée en détail, cette unité chevauche le domaine occidental et les écaïlles de l'oued Tarfa à l'Ouest et l'unité de Sidi Abdallah au Sud. Elle disparaît au Sud-Est sous les placages crétacés tabulaires. A l'Est, elle disparaît sous l'unité de la Gada Jenabia. Elle paraît caractérisée par une forte dislocation interne bien que la dispersion des affleurements ne permette pas une idée parfaitement exacte de la structure.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

A - TRAVAUX ANTERIEURS

Les terrains paléozoïques de la cuvette de Mechra-ben-Abbou ont attiré très tôt l'attention des géologues pour l'abondance des fossiles. Ainsi Termier (1928, 1931, 1936), Neltner (1932), Le Maître (1938), Delépine et Yovanovitch (1938), Gigout (1951, 1955), Baeker et al. (1965), Hollard (1967), Gendro et al. (1969) et Michard (1982), ont-ils décrit de nombreux gisements de fossiles (annexe I ; gisements 1 à 10, 18 à 26, 28 à 43, 45 à 92 et 98 à 103).

Le premier travail stratigraphique synthétique est dû à Gigout (1951, 1956) qui a dressé un log du Dévonien et accessoirement du Silurien comprenant :

- Le Dévonien inférieur représenté par des
 - . schistes argileux gris à lits calcaires violets, à entroques (Gothlandien-Coblencien)
 - . schistes et calcaires récifaux passant latéralement à des calcaires lités (Coblencien-Eifélien)
 - . schistes gréseux, grès roses et calcaires massifs
 - . conglomérats
- Le Dévonien moyen
 - . marbre gris-bleu avec récifs coralliens (Givétien)

L'absence du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur est due, pour cet auteur, soit à une émergence, soit à une lacune paléontologique.

- Le Viséen supérieur transgressif représenté par des
 - . grès tendres, ferrugineux
 - . schistes argileux verdâtres à lits calcaro-gréseux jaunes
 - . calcaires lités à grain fin

Le Viséen supérieur de la Gada Jenabia dont une partie affleure sur le secteur oriental de la carte (pl. h.-t. I) renferme des sills de roches vertes.

Hollard (1967) donne, pour la région de Mechra-ben-Abbou, dans sa synthèse sur le Dévonien du Maroc, la succession suivante (fig. 109) qui comporte désormais des terrains d'âge dévonien supérieur :

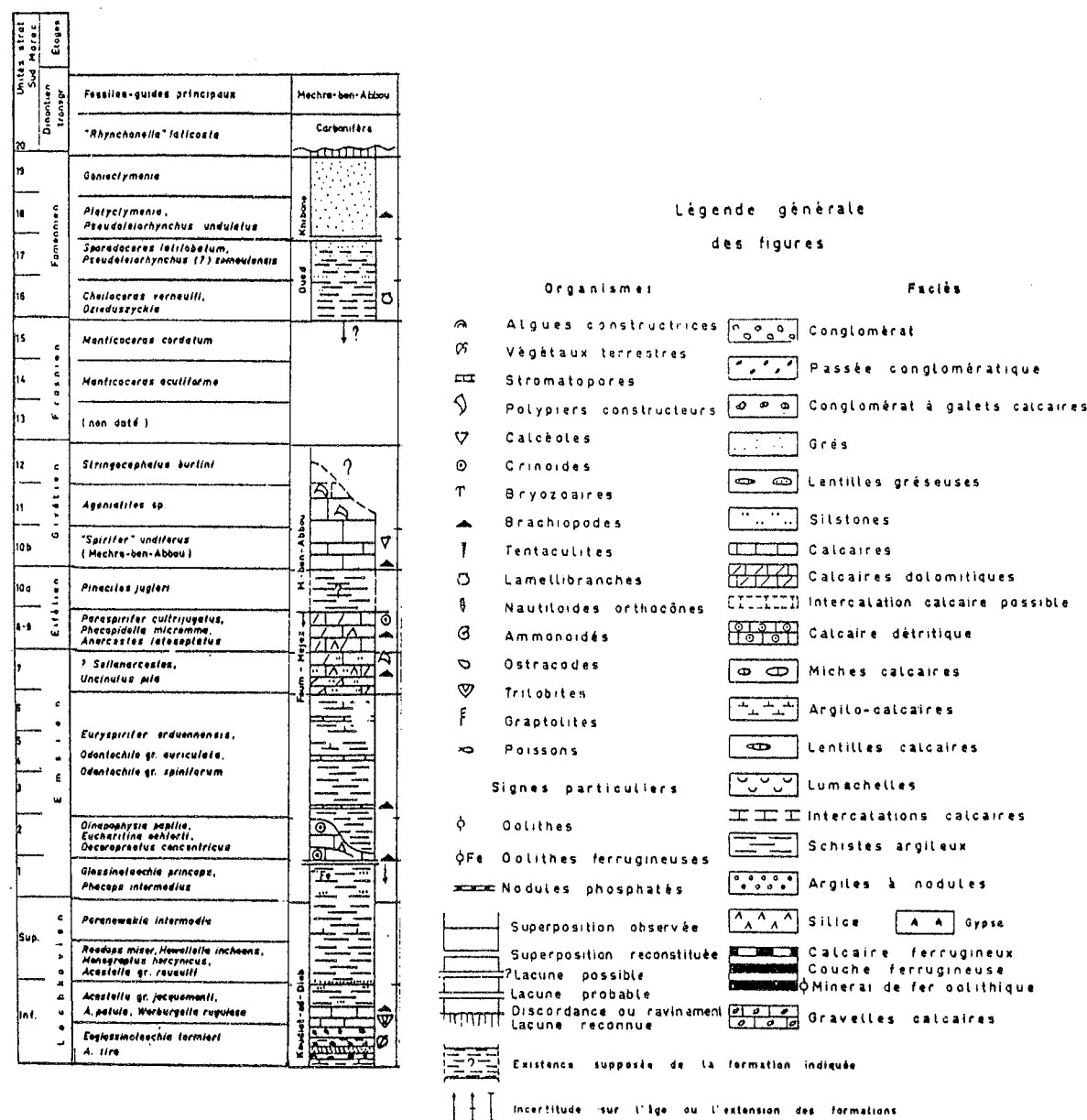


Fig. 109 : LOG SYNTHETIQUE DES FORMATIONS DEVONO-CARBONIFERES DE LA REGION DE MECHRA-BEN-ABBOU selon Hollard (1967).

- Dévonien inférieur

- . schistes gréseux
- . conglomérats
- . schistes argilo-sableux et lumachelle à bryozoaires

- Dévonien moyen

- . calcaires lités lumachelliques passant latéralement à des calcaires massifs, gris, à crinoïdes
- . schistes sableux ou calcareux
- . banc de calcaire récifal à calcéoles (Givétien)

- Dévonien supérieur

- . siltstones et grès

- Carbonifère

- . série schisteuse et argileuse
- . argiles gréseuses
- . grès à brachiopodes

Michard (1982), sur la base de nouvelles récoltes et en intégrant les travaux antérieurs (Baeker et al., 1965) regroupe les affleurements dévoniens (et accessoirement siluriens) en quatre formations lithologiques qui sont de bas en haut :

- La formation de Koudiat-ed-Diab (Ludlow et Dévonien inférieur) à dominante argilo-silteuse renfermant des lentilles de calcaires bioclastiques lités, ainsi que des niveaux de grès et de conglomérats souvent rouges.
- La formation des calcaires de Mechra-ben-Abbou (Couvinien-Givétien) constituée de calcaires souvent massifs, récifaux, formant une barre.
- La formation grésopélitique du Fom-el-Mejez (Famennien) formée de grès et de quartzites.
- La formation transgressive du Douar Nahilat (Famennien supérieur à Tournaisien) renfermant des molasses formées d'une alternance de grès carbonatés et de pélites.

Il signale une lacune à la base du Dévonien supérieur. Reprenant les travaux de Kergomard et al. (1969) et de Jenny (1974), il suggère l'existence d'une transgression du Famennien sur les calcaires du Dévonien moyen lapiazés.

Le Viséen supérieur, transgressif à son tour, débute selon lui par un calcaire lité gris-noir à interlits marneux. Rabaté (in Michard, 1982) y a reconnu une faune datant le Viséen supérieur (V₃by). La série se poursuit par des calcaires gris, en bancs métriques, et des grès carbonatés roussâtres. Le Viséen supérieur de la Gada Jenabia serait en discordance angulaire sur le Siluro-Dévonien et renfermerait des faciès volcano-sédimentaires à sills gabbroïques. Aucun de ces auteurs n'a pu fournir une coupe mesurée ou un log donnant l'épaisseur des formations définies.

B - DESCRIPTION DES FACIES

La surface réduite du secteur cartographié, la rareté des affleurements et la complexité structurale ne permettent pas de reconstituer la succession lithologique complète du Dévonien ; seules quelques-unes des formations seront décrites sur la base des informations données par les affleurements les plus caractéristiques. Les attributions d'âge sont le plus souvent faites par comparaison de faciès avec les terrains ayant livré des fossiles.

1 - Faciès siluro-dévonien

Les faciès siluro-dévonien n'ont pas été reconnus avec certitude dans le secteur d'étude. Cependant nous leur rattachons un affleurement de quelques mètres carrés montrant des calcaires bioclastiques, dolomitiques, noirs, à orthocères (x = 267,7 y = 225,9).

2 - Faciès dévoniens inférieurs

Ils ont été observés à l'extrémité sud-ouest de l'unité de la Skikirat (x = 264 y = 221,3), à proximité de l'oued Tarfa (x = 266,5 y = 225), dans l'oued Bin-el-Glab (x = 269,4 y = 221,7) et enfin au Nord de la Skikirat 397 (x = 273,5 y = 221,2).

Les faciès du Dévonien inférieur daté (annexe I : gisement 45) sont argileux et silteux, de couleur verte à grise, localement rouge. Les faciès attribués au Dévonien inférieur renferment des :

- Calcaires gris, fins à très fins, en bancs centimétriques à décimétriques. Ils sont gris-jaune à la cassure, cette dernière étant esquilleuse. Ils n'ont livré aucun fossile.
- Calcaires gris fins à très fins, massifs (x = 268,3 y = 225,3) dans lesquels s'observe

une alternance de lits de 5 cm de calcaires azoïques et de calcaires lumachelliques à brachiopodes et échinodermes.

- Calcaires roux à brun foncé, en bancs centimétriques, légèrement siliceux, à encrines, et qui ont également livré un fragment de calice de crinoïde.
- Calcaires lumachelliques rouges, à bryozoaires, en bancs décimétriques. Les interbancs sont silteux, rouges. Les rayons X y révèlent la présence d'illite ferrifère et de chlorite.

Calcaire lumachellique (échantillon RAR 813 ; x = 270,2 y = 222,5 ; fig. 110)

Éléments figurés (70%) : - fossiles : bryozoaires, foraminifères, brachiopodes perforés, lamellibranches, échinodermes et traces d'annélides ;
- calcite secondaire recristallisée, peu abondante (5%) ; quartz (1%) en grains détritiques bien roulés.
Ciment (30%) : micrite pauvre en argile, riche en fer.

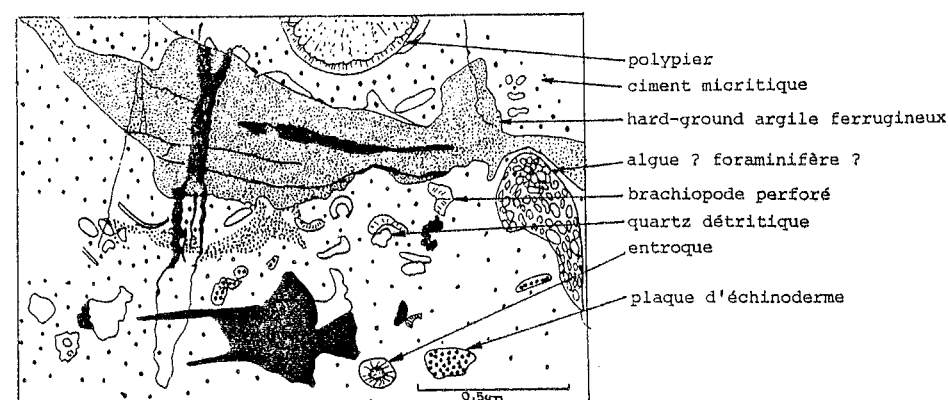


Fig. 110 : STRUCTURE D'UN CALCAIRE LUMACHELLIQUE ROUGE D'AGE DEVONIEN INFÉRIEUR (Echantillon RAR 813 x = 270,2 y = 225,5) montrant un hard-ground ferrugineux indiquant un milieu de dépôt peu profond. La roche n'a pas subi de déformation intime.

- Conglomérats grossiers, rouges, hétérogranulaires (galets millimétriques à centimétriques) et polygéniques (galets de quartzite, de calcaire jaune et de calcaires gréseux) visibles à proximité de Chebinia (x = 264 y = 221,4).

- Calcaires fins microsparitiques (x = 267,8 y = 226) contenant, outre des encrines et

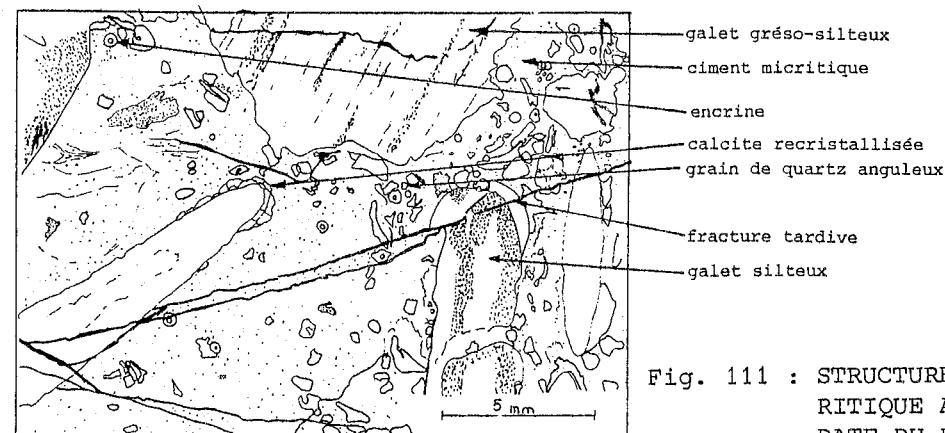


Fig. 111 : STRUCTURE D'UN CALCAIRE FIN MICROSPARITIQUE A ENCRINES ET GALETS MOUS, DATE DU DEVONIEN INFÉRIEUR (Echantillon RAR 589 ; x = 268 y = 225,7). La roche n'a pas subi de déformation intime.

calcaire gris foncé bien stratifié, petit niveau à chailles

calcaire gris foncé, bancs de 60 cm

calcaire gris clair, bancs de 1 m

calcaire roux-brun à chailles

calcaire (fossiles silicifiés en relief)

calcaire récifal et algaire ; pas de stratification ; gisement 34

zone très fracturée
plan de chevauchement

calcaire dolomitique

calcaire dolomitique (stratification)

cargneule avec niveau de calcaire à chailles (20 à 30 cm)

plans de chevauchement

cargneule et calcaire dolomitique

cargneule grise

calcaire récifal et algaire riche en fossiles ; pas de stratification visible

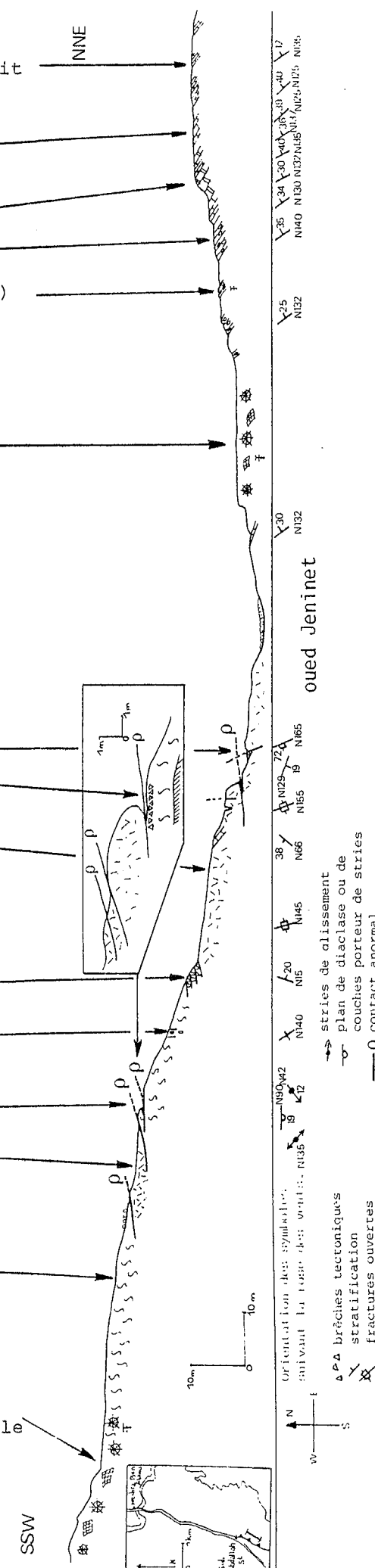


Fig. 112 : COUPE MESURÉE DANS DES FORMATIONS DU DEVONIEN MOYEN immédiatement à l'Est de la voie ferrée x = 273,1 y = 220,3.

quelques gastéropodes, des galets silteux centimétriques rappelant par leur forme souvent plate, des galets mous (fig. 111).

- grès en petits bancs centimétriques, gris-vert, peu abondants.

- grès-quartzites massifs, en bancs décimétriques à métriques, gris-rose à la cassure, roux à la patine, saccharoïdes. Ces grès peuvent alterner avec des argilites violettes à grises.

Le Dévonien inférieur est dominé par une sédimentation gréso-carbonatée à passées conglomératiques.

3 - Faciès dévoniens moyens

Sur le secteur cartographié, les faciès dévoniens moyens ont été reconnus à l'Est de la tranchée de chemin de fer Casablanca - Marrakech ($x = 273,2$ $y = 220,5$ et $x = 273,6$ $y = 220$) au sommet de la Skikirat 397 ($x = 273,4$ $y = 220,8$), au Nord de Biedna ($x = 264,7$ $y = 219,8$) et enfin au Sud de Chebinia ($x = 264$ $y = 221$). L'attribution de ces différents affleurements au Dévonien moyen est basée à l'Est de la voie ferrée sur un gisement de fossiles (Annexe I, gisement 34) et pour le reste sur des similitudes de faciès.

a - Coupe mesurée (fig. 112)

Une coupe mesurée, effectuée immédiatement à l'Est de la voie de chemin de fer, permet de distinguer de bas en haut et du Sud vers le Nord, sur plus de 75 m :

- Un calcaire récifal (> 23 m, base inconnue), gris, fossilifère. Il se présente à l'affleurement sous une forme érodée en carapace de tortue. Les fossiles sont principalement des polypiers, probablement en position de vie (fig. 113) mais également des algues. Ces calcaires sont datés paléontologiquement (Annexe I, gisement 34) de l'Eifélien. Ils semblent correspondre à des biohermes.

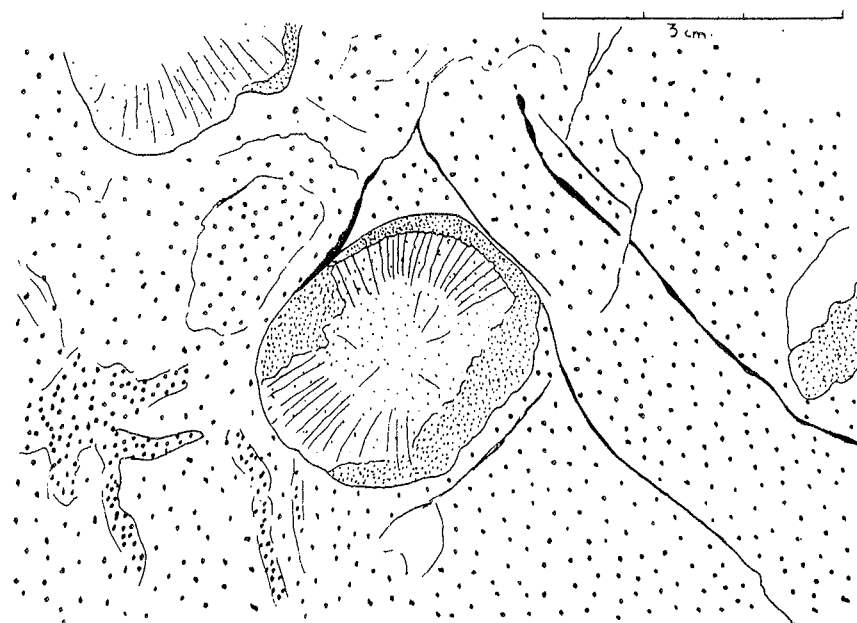


Fig. 113 : POLYPIER SUR LA SURFACE SUPERIEURE D'UN BANC DANS UN CALCAIRE RECIFAL DU DEVONNIEN MOYEN de l'unité de la Skikirat.
Noter l'absence quasi totale de déformation du polypier.

- Des calcaires gréseux (13,5 m), gris clair à gris-brun, fortement cristallisés, en bancs métriques, renfermant de nombreux fossiles, silicifiés secondairement et conservés en relief.

- Des calcaires roux-brun à chailles siliceuses noires (12 m), en bancs décimétriques. Les chailles sont disposées selon la stratification. A la cassure, ces chailles sont mates. Elles sont fracturées, le remplissage des fractures est calcitique (fig. 114). La surface

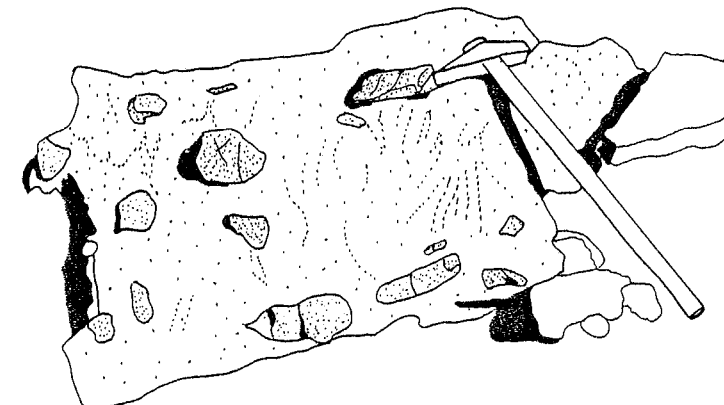


Fig. 114 : CALCAIRE A CHAILLES AU DEVONNIEN MOYEN. Les chailles sont en relief, sombres, fracturées; les fractures sont souvent sub-perpendiculaires au plan de stratification.

des bancs de calcaire n'est pas plane.

- Des calcaires gris clair (trois à quatre bancs métriques), fins, azoïques, formant une petite corniche.

- Des calcaires gris foncé (13,5 m), recristallisés, légèrement quartzeux, en bancs de 50 cm.

- Des calcaires gris foncé (7 m) bien stratifiés, en bancs de 30 à 50 cm, renfermant des chailles centimétriques.

A la différence de Gigout (1956) qui rattache l'ensemble de ces calcaires au Dévonien moyen, Michard et al. (1978) y voient des calcaires récifaux du Dévonien moyen à la base, surmontés de calcaires du Dévonien supérieur ou du Viséen supérieur. Ils signalent la présence d'une très faible discordance angulaire que nous n'avons pas pu observer sur le terrain, les faibles variations de direction et de pendage pouvant être, en l'absence de contact directement visible, aussi bien d'origine tectonique.

Des faciès récifaux, à 100 m au Sud des affleurements précédents, permettent de voir le passage latéral des calcaires récifaux à des calcaires dolomitiques, à des dolomies et cargneules, une partie de cette dolomitisation pouvant être d'origine tectonique (X, IFP, 1959).

Calcaire biodétritique (échantillon RAR 614 ; $x = 273,2$ $y = 220,4$)

Eléments figurés (80%) - fossiles : algues et fragments de polypiers ;
- calcite secondaire recristallisée (260 μ) ; quartz (3%) en grains de 150 à 300 μ ;
quartzite à séricite (1%), en grains ; phosphata associé à de la pyrite de fer.
Matrice : micrite calcite très fine (5 μ) et traces de fossiles fantômes.

b - Sommet de la Skikirat 397

Le sommet de la Skikirat 397 présente des faciès dolomitiques cargneulés et quelques

bancs centimétriques de calcaire très riche en polypiers indéterminables.

Calcaire dolomitique détritique à polypier (échantillon RAR 701 ; x = 273,4 y = 220,8)

Éléments figurés : polypiers recristallisés ; quartz (10%), anguleux, petits (70 à 90μ) ; muscovites (1%) en baguettes de 130μ ; opaques ; feldspaths très altérés ; quelques gros grains de quartz (250μ), mal roulés à subanguleux.

Matrice : liant argilo-carbonaté fin à très fin ; lutite ; fractures tardives à remplissage dolomitique de type drusique.

4 - Faciès viséens supérieurs

Des terrains viséens affleurent en de nombreux endroits dans le secteur cartographié. La tranchée de chemin de fer Casablanca-Marrakech, entre les bornes 131,4 et 131,6 (pl. h.-t. V) permet de définir trois niveaux qui sont du Nord vers le Sud et de haut en bas, sans qu'il ait été possible de connaître la polarité : un niveau de quartzite et grès-quartzite, un niveau de calcaire jaune à blanc et enfin un niveau de grès et d'argilites en alternance de type flysch.

a - Grès et grès-quartzites

Il s'agit de bancs de 20 cm, roux-brun à blanc sale, pélitiques et légèrement carbonatés.

Grès-quartzite fin (échantillon RAR 643)

Texture : quartzitique.

Éléments figurés (80%) : quartz (80%), de trois tailles différentes : - 400μ, en grains jointifs, anguleux, à bordures rectilignes, en remplissage secondaire de fracture ; - 130μ, ronds, avec début d'engrenage ; - 40μ, isolés dans la matrice ; opaques, globuleux, marron à noir, localisés dans des niveaux plus riches en séricite ; séricite fine avec une légère orientation préférentielle.

Matrice : liant sériciteux, légèrement carbonaté.

Les interbancs sont argileux, vert-grisâtre, millimétriques à centimétriques. La surface des bancs est irrégulière.

b - Calcaires jaunes et blancs

Il s'agit de calcaires silicifiés, brun-jaune à blancs, en bancs centimétriques à décimétriques. Ces calcaires sont localement dolomitiques.

Sparite à microsparite biodétritique (échantillon RAR 369)

Texture : biodétritique fine à très fine.

Éléments figurés (75%) : fossiles (tétracoralliaires, spongiaires ?) légèrement silicifiés ; quartz peu abondant, en grains bien roulés ; muscovites très rares ; dolomie (10%) ; goethite globuleuse ; traces de chlorites fibreuses.

Matrice : liant carbonaté sparitique à microsparitique.

Sparite biodétritique (échantillon RAR 07)

Texture : biodétritique fine.

Éléments figurés (80%) : calcite (85%) altérée et recristallisée, automorphe ; dolomie en rhomboèdres, associée à la calcite recristallisée ; tests perforés (échinodermes ? brachiopodes ?) et fibreux (lamellibranches ?) ; quelques grains de quartz (2%) de 20μ ; grandes muscovites (100 x 50μ) ; opaques.

Matrice : liant carbonaté sparitique.

Les bancs calcaires présentent des stylolithes de compaction. Les interbancs centimétriques sont argilo-carbonatés, brun-jaune. Ces calcaires ont livré des brachiopodes du Viséen supérieur (Annexe I, gisement 35 et 104).

c - Alternance de grès et d'argilites

Il s'agit d'une alternance de bancs gréseux centimétriques, rarement décimétriques et d'argilites feuilletées en bancs décimétriques, correspondant à un flysch. Les niveaux argileux sont carbonatés et renferment des septaria, principalement à l'extrémité sud de la tranchée.

Argilite à ciment d'argile et de sable (échantillon RAR 363)

Texture : grains détritiques isolés dans une matrice fine.

Éléments figurés (65%) : quartz (30%), anguleux (< 20μ), isolés, rarement jointifs ; muscovites inférieures à 10μ (3%), fines, fibreuses, sans disposition particulière ; opaques localisés dans les niveaux les plus argileux ; feldspaths alcalins très altérés (damouritisés) ; calcite de remplissage de fracture et en résidu d'altération, peu abondante.

Matrice : argileuse très fine (illite).

Argilite à ciment argilo-carbonaté (échantillon 358)

Texture : détritique fine à très fine, laminée.

Éléments figurés (60%) : quartz (60 à 70%), arrondis à subanguleux (< 20μ), dans ce dernier cas il s'agit d'un phénomène de corrosion par le liant carbonaté ; muscovites inférieures à 10μ (8 à 15%) ; feldspaths très altérés ; beaucoup d'opaques ; carbonate de recristallisation renfermant des oxydes.

Liant : argileux, fin à très fin.

Les niveaux gréseux sont rouges à bruns, fins à grossiers. La surface des bancs est fréquemment irrégulière, boudinée.

Grès grossier à ciment carbonaté (échantillon RAR 357)

Texture : détritique à grains jointifs.

Éléments figurés (85%) : quartz (80%) de forme initialement bien roulée avec silicification secondaire très importante et engrenage (130μ) ; feldspaths altérés en vermiculite ; muscovite fibreuse ; tourmaline ; quartz en baguettes perpendiculaires aux épontes des fractures (structure palissadique) ; calcite secondaire en grands cristaux de sparite frangés par des cristaux plus petits.

Liant : argilo-carbonaté fin.

5 - Roches magmatiques

Un affleurement de granodiorite est visible dans la butte de la Skikirat 397. Il pourrait être lié soit aux sills gabbroïques de la Gada Jenabia soit à des venues filoniennes tardives (voir chap. VI).

C - CONCLUSION SUR LA LITHOSTRATIGRAPHIE DE LA PARTIE SUD DE L'UNITÉ DE LA SKIKIRAT

Dans la partie étudiée de cette unité affleurent des terrains datés paléontologiquement du Dévonien inférieur, du Dévonien moyen et du Viséen supérieur. Ni le Dévonien supérieur ni le Tournaisien ne sont reconnus dans le secteur.

Le Dévonien inférieur est représenté par des faciès argileux à bancs de calcaires, de conglomérats et de grès. Le Dévonien moyen est essentiellement carbonaté avec une tendance récifale. Le Viséen supérieur, enfin, est gréseux, carbonaté et flysch.

Les dislocations tectoniques qui caractérisent tous les affleurements de cette unité empêchent d'évaluer les épaisseurs des formations et même d'envisager leurs inter-relations pour construire un log synthétique.

II - EVOLUTION TECTONIQUE

A - RAPPEL HISTORIQUE

Gigout (1951, p. 231) considère que le contact entre les affleurements métamorphiques du secteur de Sidi Abdallah et les affleurements non métamorphiques, dévono-carbonifères, se fait, au Sud de la gare de Sidi Abdallah, par l'intermédiaire d'une faille verticale orientée Nord-Sud. Il suppose l'existence d'une seconde faille N70° pour expliquer la juxtaposition des terrains dévono-carbonifères aux formations du Draa-Guessaa.

Pour Michard et ses collaborateurs, les roches du secteur de Sidi Abdallah se situent sur la prolongation de la zone de cisaillement des ouled Zedness (Michard, 1969 ; Jenny, 1974 ; Hoepffner et al., 1975 ; Michard, 1982). Ils notent la présence de chevauchements cisailants, tardifs, au-dessus des formations viséennes plissées, ces chevauchements s'enracinant rapidement vers l'Est (Hoepffner et al., 1972 ; Michard, 1982). Les affleurements dévono-carbonifères situés à proximité de l'oued Tarfa sont interprétés comme des amandes tectoniques (poissons) allongées dans la faille normale décrochante de l'oued Tarfa (Michard, 1982).

Richert et Perrin (1972) voient dans les affleurements de la région de la Skikirat 397 un ensemble de chevauchements de grande importance.

Dans une interprétation plus récente (Rais-Assa, 1982), nous avons été amené à considérer les affleurements de matériel d'âge dévono-carbonifère comme appartenant à une seule grande unité se superposant aux autres unités des Rehamna septentrionales déjà étudiées ci-dessus.

B - STRUCTURE ET EVOLUTION TECTONIQUE

L'unité de la Skikirat montre une évolution tectonique complexe qui a conduit à une désorganisation très forte de sa structure.

1 - Désorganisation synsédimentaire au Viséen supérieur

Quelques blocs de quartzite blanc, laiteux, décimétriques à métriques, affleurent à l'extrémité sud (borne 131,6) de la tranchée de chemin de fer Marrakech-Casablanca (fig. 115 et pl. h.-t. V). Il s'agit de blocs de type olistolithique, emballés dans du matériel flyschoidé daté du Viséen supérieur.

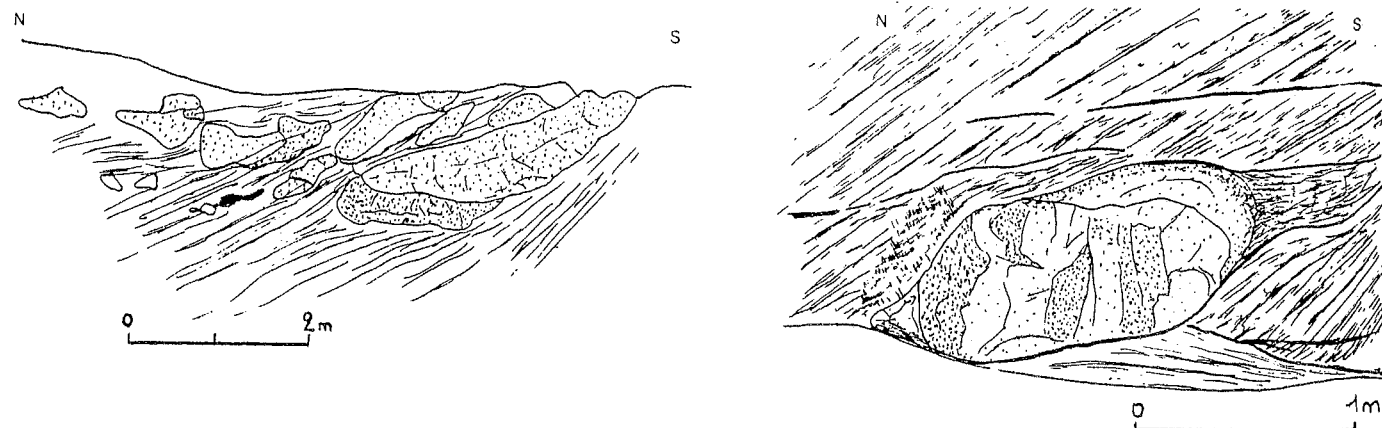


Fig. 115 : BLOCS DE QUARTZITES DE NATURE OLISTOLITHIQUE à l'extrémité sud du talus oriental de la tranchée de chemin de fer (borne 131,6). Ces blocs sont emballés dans des siltstones. Le feuilletage enveloppe ces blocs.

Ce faciès ressemble au flysch à blocs du Viséen supérieur décrit dans les Jebilet par Huvelin (1977), Zahraoui (1981) et Oukemini (thèse en cours), au Maroc central par Allary et al. (1972) et dans le Haut-Atlas central par Jenny et Le Marrec (1980) et Michard (1982). Il est possible de voir dans ces olistolithes des témoins avant-coureurs d'une tectonique précoce, anté-schisteuse. Cette observation étayerait l'hypothèse IV (fig. 76, p. 96) que nous avons formulée précédemment (p. 98).

2 - Déformation P₁

Des plis P₁ sont visibles dans la tranchée de chemin de fer Casablanca-Marrakech (pl. h.-t. V) entre les bornes 131,4 et 131,6. Ce sont des plis isoclinaux, centimétriques à décimétriques, à charnières épaissies et flancs étirés, qui affectent le flysch viséen. Les directions axiales sont dispersées (fig. 116). Comme les plans axiaux restent eux par contre relativement groupés, cette dispersion des axes de plis semble indiquer que les

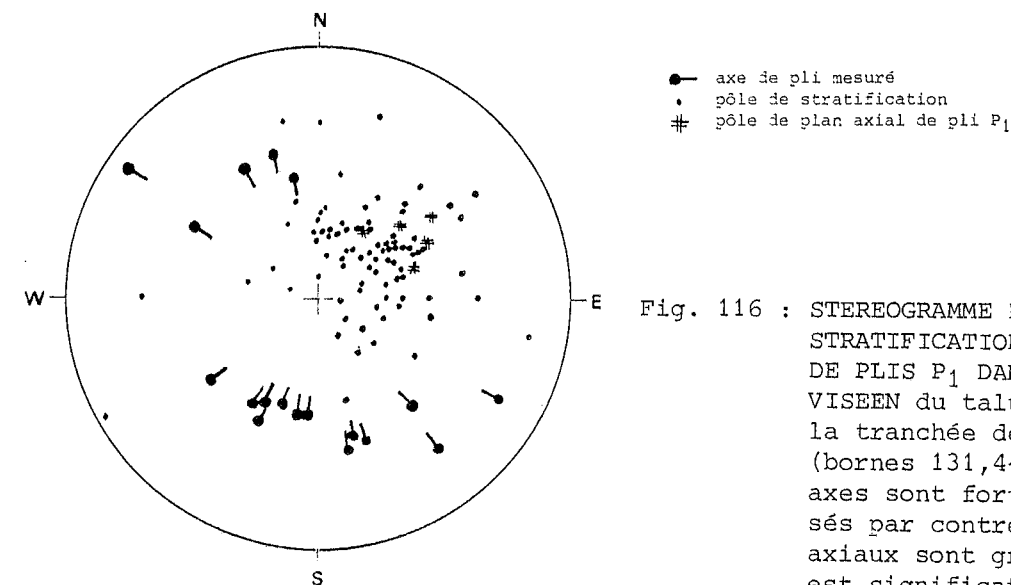


Fig. 116 : STEREOGRAMME DES PLANS DE STRATIFICATION ET DES AXES DE PLIS P₁ DANS LE FLYSCH VISEEN du talus oriental de la tranchée de chemin de fer (bornes 131,4-131,6). Les axes sont fortement dispersés par contre les plans axiaux sont groupés ce qui est significatif de plis d'axes courbes

charnières de ces plis sont courbes. Un clivage très fruste est associé à ces plis. Il est uniquement visible dans les formations incompetentes. Son irrégularité contraste de façon frappante avec la schistosité de flux très pénétrative, très réglée, observée à quelques mètres de là dans l'unité sous-jacente de Sidi Abdallah.

Dans cette même tranchée, les bancs de calcaire sont boudinés. L'axe des boudins est orienté N90°. Les espaces interboudins sont remplis d'argiles et de calcaire. Ce boudinage, éventuellement lié aux plis P₁, mais beaucoup plus probablement au chevauchement ϕ_2 , provoque un allongement de 10% de la série carbonatée dans une direction nord-sud.

Aucune autre structure P₁ n'a été reconnue avec certitude dans la partie cartographiée de cette unité. En l'absence de marqueurs tels que la schistosité, certains plis interprétés (p. 147) comme des plis d'entraînement liés aux recouvrements pourraient cependant éventuellement correspondre à des plis P₁.

Les plis P₁ identifiés dans l'unité de la Skikirat se sont formés à un niveau structural supérieur (au sens d'Arthaud et Mattauer, 1963) qui est incompatible avec le niveau dans lequel se sont formés les plis P₁ de la partie orientale de l'unité de Sidi Abdallah (niveau structural inférieur). Cette incompatibilité de juxtaposition milite en faveur d'un rappro-

chement tectonique des deux unités.

Contrairement au reste du massif où la déformation 1 apparaît comme le phénomène majeur, celle-ci correspond dans l'unité de la Skikirat à un phénomène relativement mineur ou du moins peu visible.

3 - Tectonique tangentielle

La tectonique tangentielle correspond à la structuration la plus manifeste de l'unité de la Skikirat.

a - Les grands ensembles

Nous analyserons successivement le contact anormal de base, la semelle à matériel viséen et enfin les klipptes à matériel dévonien.

α - Le contact anormal de base

Il met l'unité de la Skikirat en contact avec les autres unités structurales sous-jacentes des Rehamna septentrionales. En raison de la grande discontinuité des affleurements, ce contact a été placé à la première discontinuité de nature structurale ou métamorphique importante observée au-dessus de l'unité de Sidi Abdallah (fig. 117), des écaillles de l'oued Tarfa et du domaine occidental. De part et d'autre de ce contact,

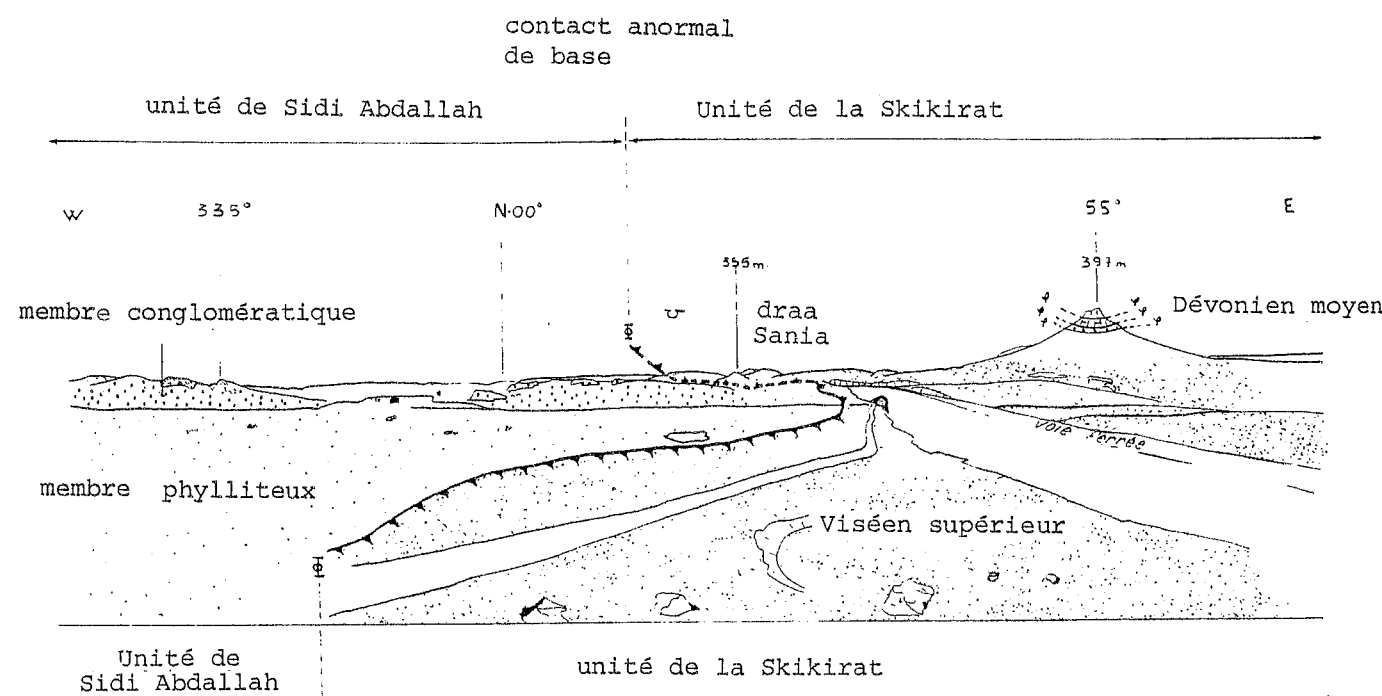


Fig. 117 : PANORAMA MONTRANT LE RECOUVREMENT DE L'UNITE DE LA SKIKIRAT SUR L'UNITE DE SIDI ABDALLAH. Le contact est sinueux. Il sépare deux domaines à évolutions tectono-métamorphiques nettement différentes.

s'observent, plus particulièrement à l'Est, des variations importantes et brutales du métamorphisme. C'est le cas au Sud de Sidi Abdallah station où le matériel dévono-carbonifère à peine clivé de l'unité de la Skikirat est en contact avec les micaschistes et les métaconglomérats de l'unité de Sidi Abdallah. Dans la partie sud-orientale de la carte géologique, ce contact recoupe très obliquement les structures antérieures (P₁, P₂ et P₃) visibles dans la formation conglomératique (9c) (pl. h.-t. I, fig. 118-119). Un contact de même type apparaît de nouveau en plusieurs endroits dans les oueds au Nord de la terminaison

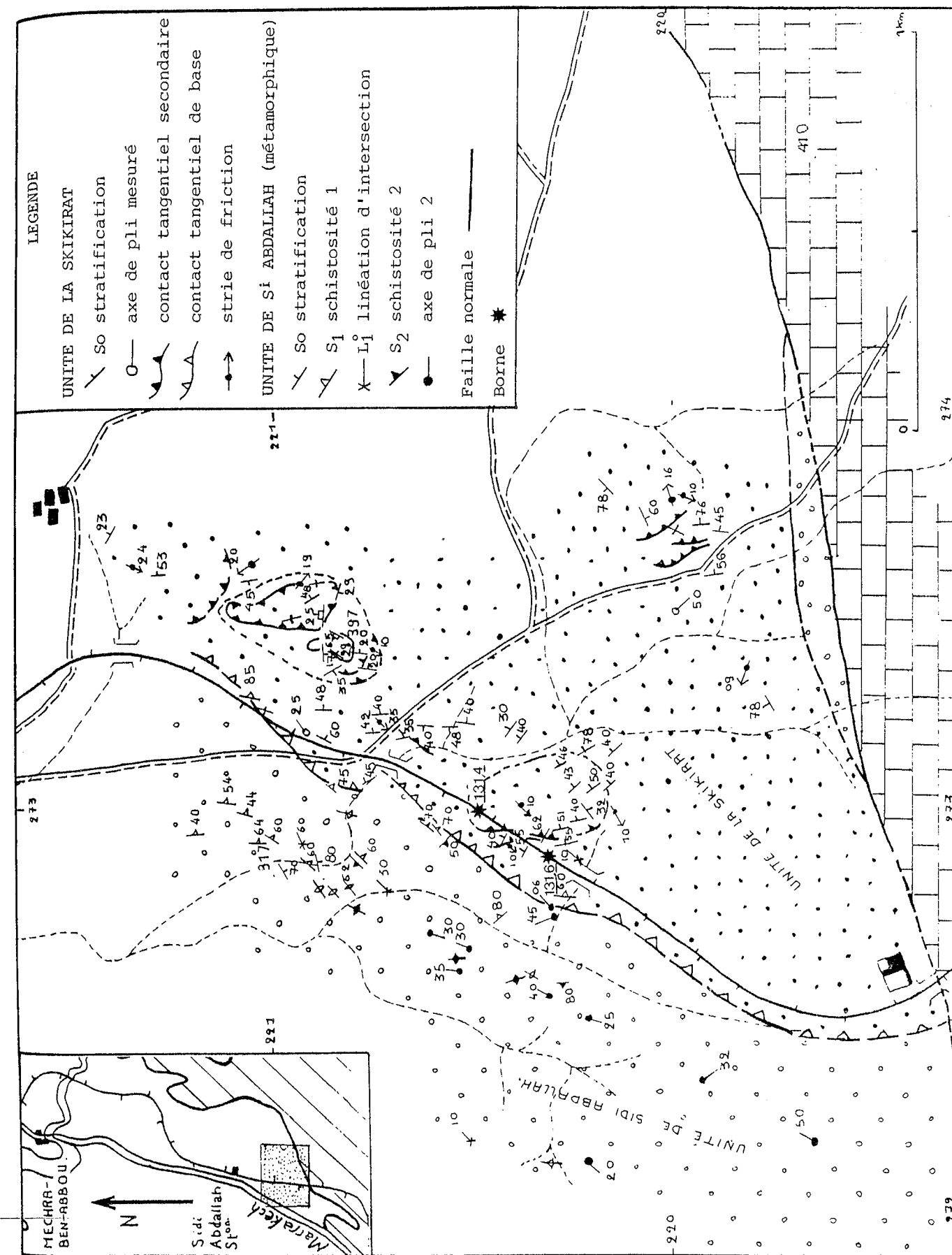


Fig. 118 : CARTE STRUCTURALE DU SECTEUR SUD-EST DE L'UNITE DE LA SKIKIRAT au Sud de la gare de Sidi Abdallah station.

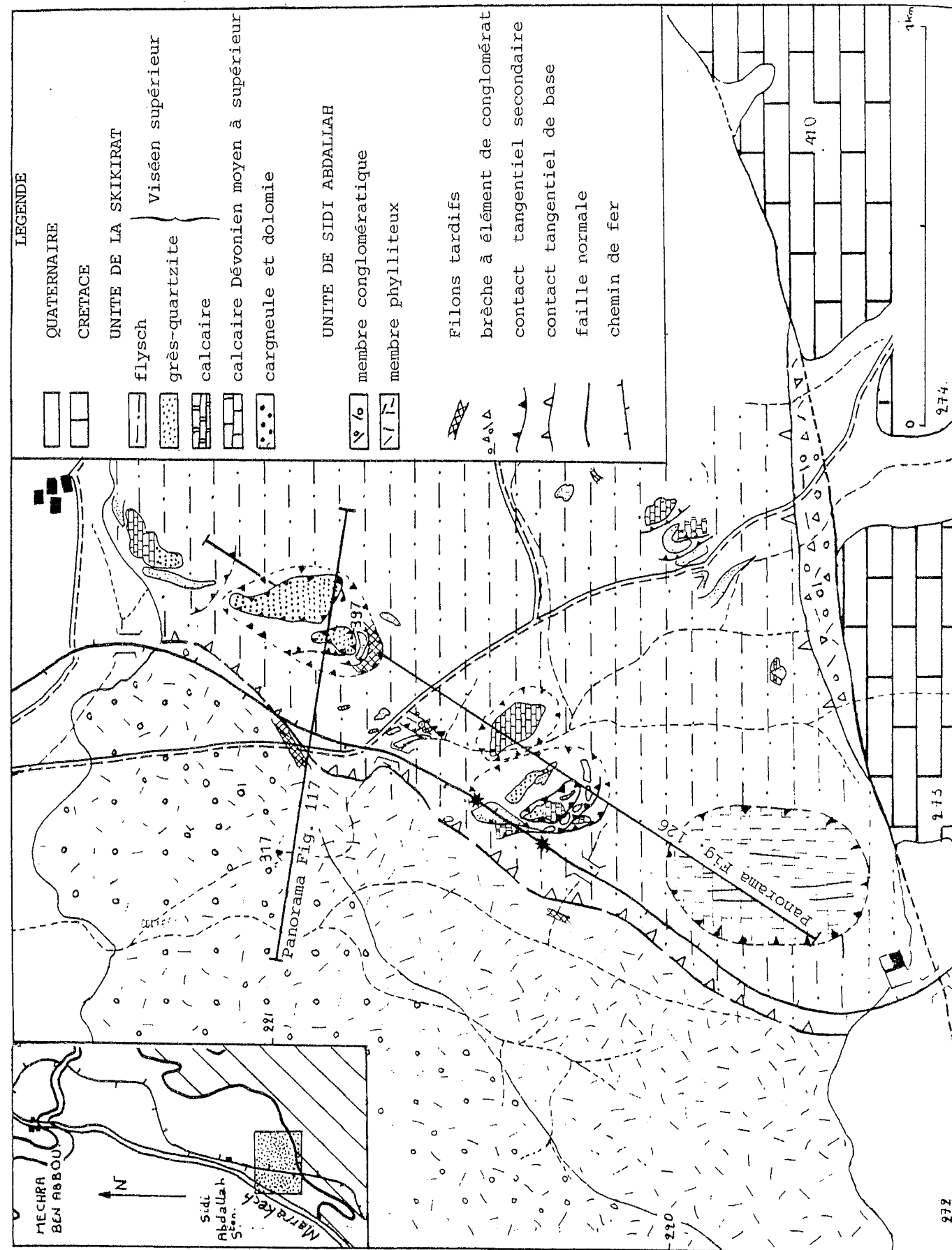


Fig. 119 : CARTE GEOLOGIQUE DU SECTEUR SUD-EST DE L'UNITÉ DE LA SKIKIRAT au Sud de la gare de Sidi Abdallah station

périanticlinale de Draa-Guessaa et particulièrement dans l'oued Bin-el-Glab, en aval d'un affleurement conglomératique. Quelques affleurements de matériel flyscholide (Viséen supérieur) et argileux (Dévonien inférieur ?), dilacérés, jalonnent encore le contact vers Sekhirat-es-Slimane. Enfin ce contact est bien marqué à l'Ouest de Chebinia où les directions des plans de stratification sont subperpendiculaires à celles des plans de stratification du domaine occidental.

Sur l'ensemble de son tracé, ce contact est jalonné par une brèche pulvérulente à matériel argileux et gréseux, probablement viséen supérieur, constitué d'amygdales tectoniques dont le plan d'aplatissement maximum est peu penté au Nord et à l'Est. Ces amygdales sont enveloppées dans du matériel poudreux, blanchâtre, sulfureux. L'épaisseur de ces brèches est difficile à estimer, la base étant rarement visible et le sommet passant progressivement à des formations non bréchiques mais désorganisées ou dilacérées.

Dans l'oued Bin-el-Glab, les stries relevées sur ces amygdales sont orientées N00° et N130° (fig. 120). Elles sont peu pentées voire horizontales. Les surfaces striées recoupent très nettement les plans de stratification.

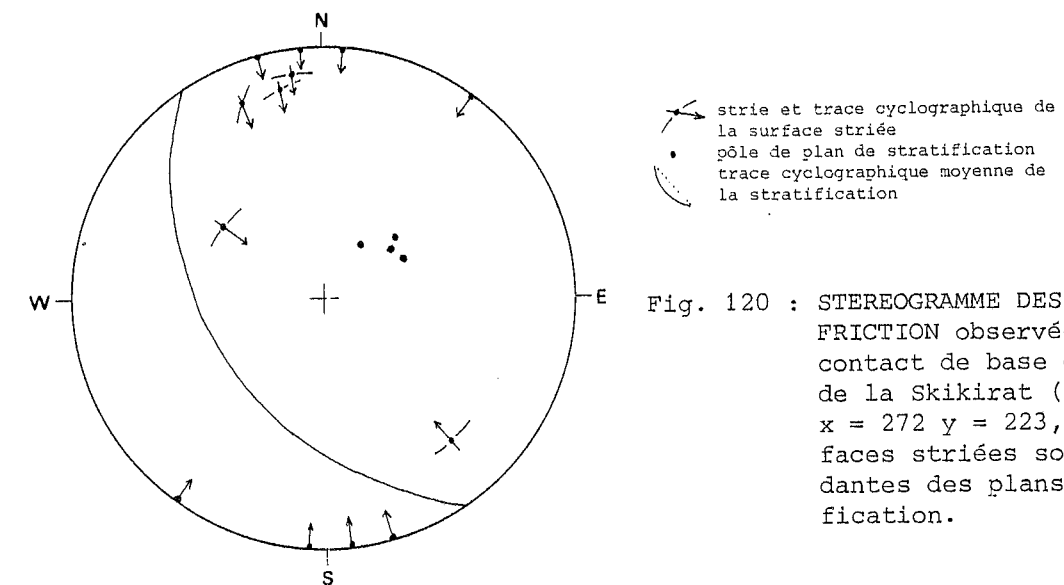


Fig. 120 : STEREOGRAMME DES STRIES DE FRICTION observées dans le contact de base de l'unité de la Skikirat (Oued Jeninet $x = 272$ $y = 223,2$). Les surfaces striées sont indépendantes des plans de stratification.

Des plis, très proches du contact, visibles dans les unités sous-jacentes, peuvent être interprétés comme des *plis d'entraînement*. Dans l'unité de Sidi Abdallah, ils sont de demi-longueur d'onde centimétrique et replissent la schistosité S_1 . Leurs axes mesurés sont très dispersés et leur plan axial est peu penté (fig. 121). L'orientation de ces axes de plis semble assez aléatoire bien que le déversement le plus fréquent se fasse vers le Sud.

Dans la formation conglomératique 9c métamorphique de l'unité de Sidi Abdallah, apparaissent aussi des plans de cisaillement subhorizontaux (Piqué, 1972 ; Rais-Assa, 1982) qui sectionnent la linéation L_0 et la schistosité S_1 sans décalage important. Leur densité augmente progressivement vers le contact de base de l'unité de la Skikirat. Ces plans pourraient s'être formés dans un stade embryonnaire de la tectonique des grands chevauchements (Ellenberger, 1963).

L'aspect cartographique du contact, la forme et l'orientation du plan d'aplatissement, la géométrie des plis d'entraînement, la répartition des brèches et les plans de cisaillement horizontaux dans les unités sous-jacentes conduisent à considérer qu'il s'agit d'un contact tectonique peu penté vers le Nord et le Nord-Est.

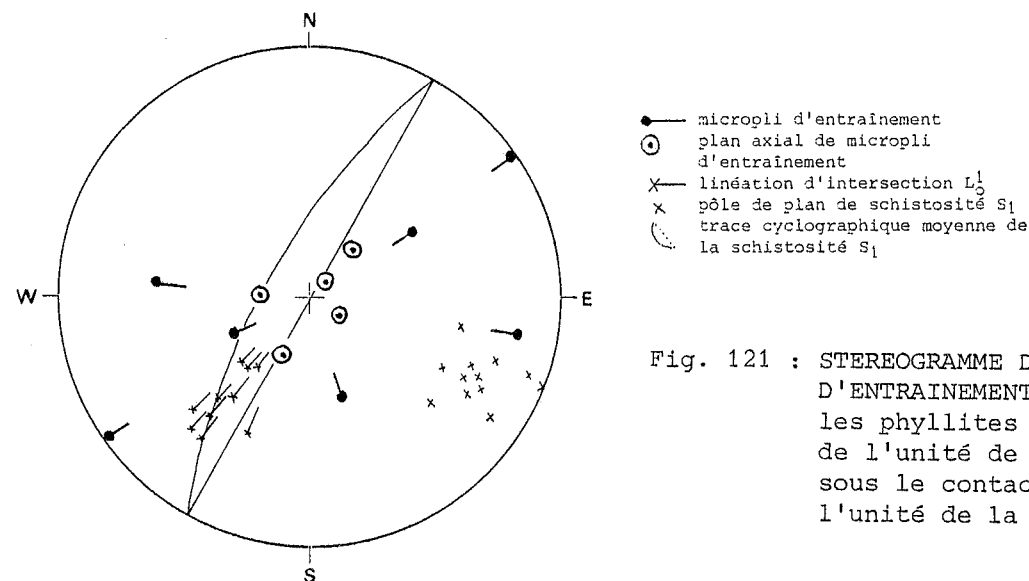


Fig. 121 : STEREOGRAMME DE MICROPLIS D'ENTRAÎNEMENT observés dans les phyllites métamorphiques de l'unité de Sidi Abdallah, sous le contact de base de l'unité de la Skikirat.

A 1,2 km au Sud de la Skikirat (fig. 119), en bordure du Crétacé, une faille normale orientée N70° abaisse d'une cinquantaine de mètres le compartiment sud, laissant apparaître sur la lèvre nord une zone bréchifiée, constituée de phyllites et de conglomérats métamorphiques au-dessus de laquelle affleure du matériel viséen non métamorphique, écrasé ; la zone de contact entre les deux types de roches est pentée à l'Est de 10° à 20°.

Ceci montre bien que la zone métamorphique de l'unité de Sidi-Abdallah se prolonge sous l'unité de la Skikirat suivant un contact subhorizontal sur au moins 1 km à l'Est de la trace du contact majeur visible le long de la voie ferrée.

β - La semelle viséenne

Dans le secteur de la Skikirat, entre le contact basal et les klippes de matériel dévonien situées au-dessus s'intercalent, sur une épaisseur de 1 à 40 m, des terrains datés du Viséen supérieur.

La structuration tangentielle de ce matériel est très nette dans la tranchée du chemin de fer Marrakech-Casablanca entre les bornes 131,4 et 131,6 (pl. V). Les terrains viséens sont constitués de 3 niveaux (voir p. 136) plissés isoclinale (voir p. 139 et fig. 116-117). Le pendage général des couches est compris entre 20° et 60° vers le Nord et le Nord-Est.

Les couches, comme les plis, sont recoupés par deux générations de plans de contact anormaux qui se suivent horizontalement sur quelques dizaines de mètres pour les plus importants. Les plans de la première génération sont grossièrement parallèles à la stratification ou bien la recoupent sous un angle faible. Les plans de la seconde génération qui sont tous faiblement pentés coupent et décalent aussi bien les premiers contacts anormaux que la stratification (fig. 122). Dans les quartzites, ces plans sont des surfaces rigoureusement lisses, localement revêtues d'un enduit siliceux. Dans les calcaires, ils sont beaucoup moins réguliers, pouvant parfois couper les couches boudinées profitant des zones fragiles inter-boudins. Enfin dans les alternances flyschoides, ce sont des surfaces irrégulières qui passent d'un banc de grès à l'autre.

Ces deux générations de plans conduisent à une amygdalisation de la série ayant pour résultat une diminution de l'épaisseur de la semelle viséenne qui, localement, peut être considérablement réduite. Ce phénomène paraît lié au déplacement des écaillles sus-jacentes.

La géométrie des plans de contact permet de penser que cette amygdalisation s'est faite

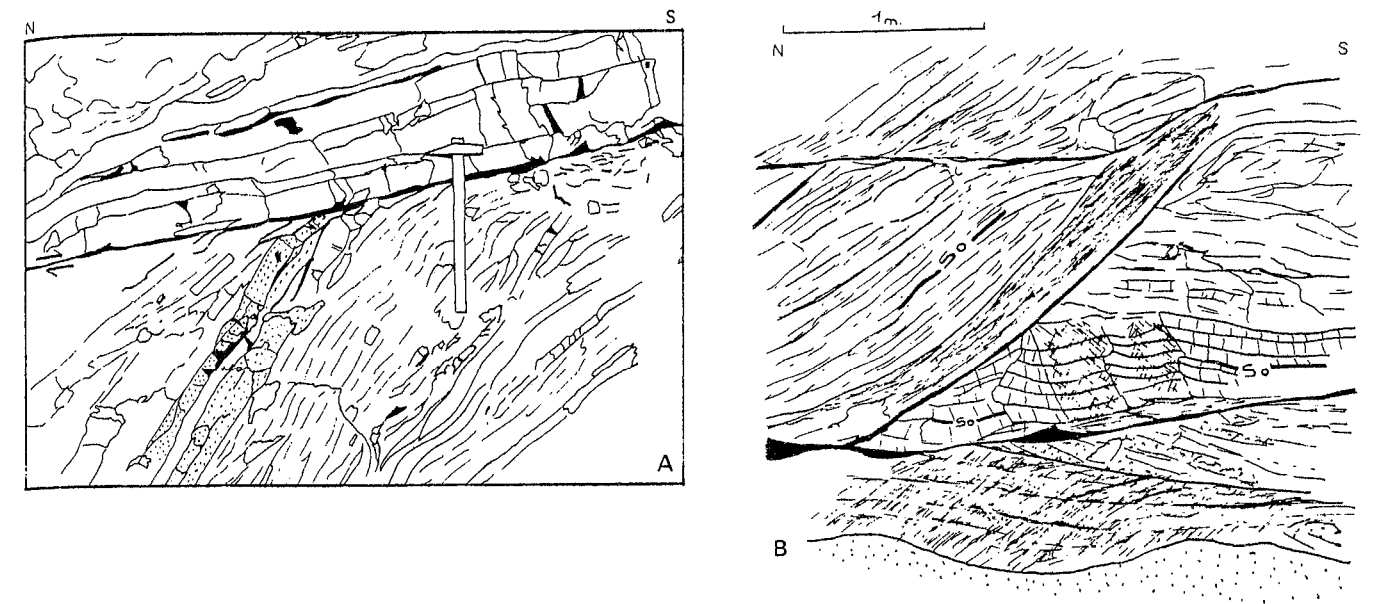


Fig. 122 : EXEMPLE DE TRONCATURE DANS LES AFFLEUREMENTS DU VISEEN SUPERIEUR de la tranchée de chemin de fer, talus oriental (bornes 131,4 - 131,6)
A - troncature sommitale et crochon d'entraînement indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le Sud
B - redressement vers le Sud de certains contacts (faille listrique)
La bréchification est peu importante.

dans les trois directions de l'espace. Les décalages dans la stratification, la forme des amygdales et la direction des crochons d'entraînement (fig. 122) montrent que le déplacement des compartiments supérieurs s'est effectué du Nord vers le Sud. Le mouvement réel est cependant plus complexe comme le révèlent les stries de friction très dispersées (fig. 123), relevées sur des plans peu pentés.

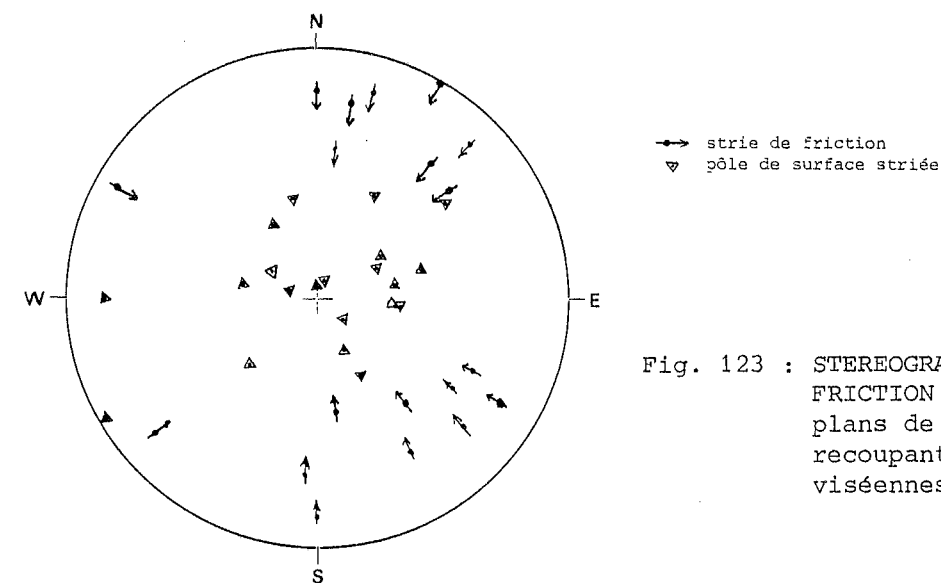


Fig. 123 : STEREOGRAMME DES STRIES DE FRICTION relevées sur les plans de contact anormaux recoupant les formations viséennes.

Des observations du même genre peuvent être faites sur de petits affleurements situés

au Nord de l'unité de Sidi Abdallah, dans l'oued Bin-el-Glab et également près de Chebinia (fig. 124). D'autres observations ponctuelles mais qui vont dans le même sens permettent

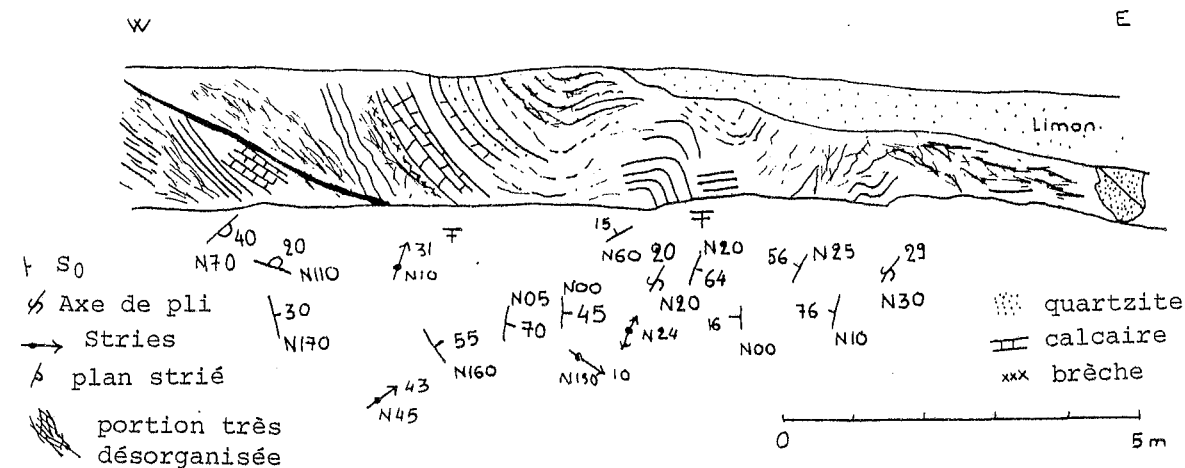


Fig. 124 : EXEMPLE DE DILACERATION TECTONIQUE DE LA SEMELLE VISEENNE de l'unité de la Skikirat à proximité de Chebinia (x = 264 y = 221,4)

de généraliser l'image donnée par la tranchée de chemin de fer à la majeure partie des affleurements de Viséen supérieur assignés à l'unité de la Skikirat.

γ - Les klippes de matériel dévonien

Dans le secteur de la Skikirat 397 (fig. 118-119), la semelle de matériel viséen est recouverte tectoniquement de klippes constituées de calcaires datés du Dévonien inférieur et moyen (Hoepffner et al., 1975 ; Michard, 1982 ; Rais-Assa, 1982). L'horizontalité de la

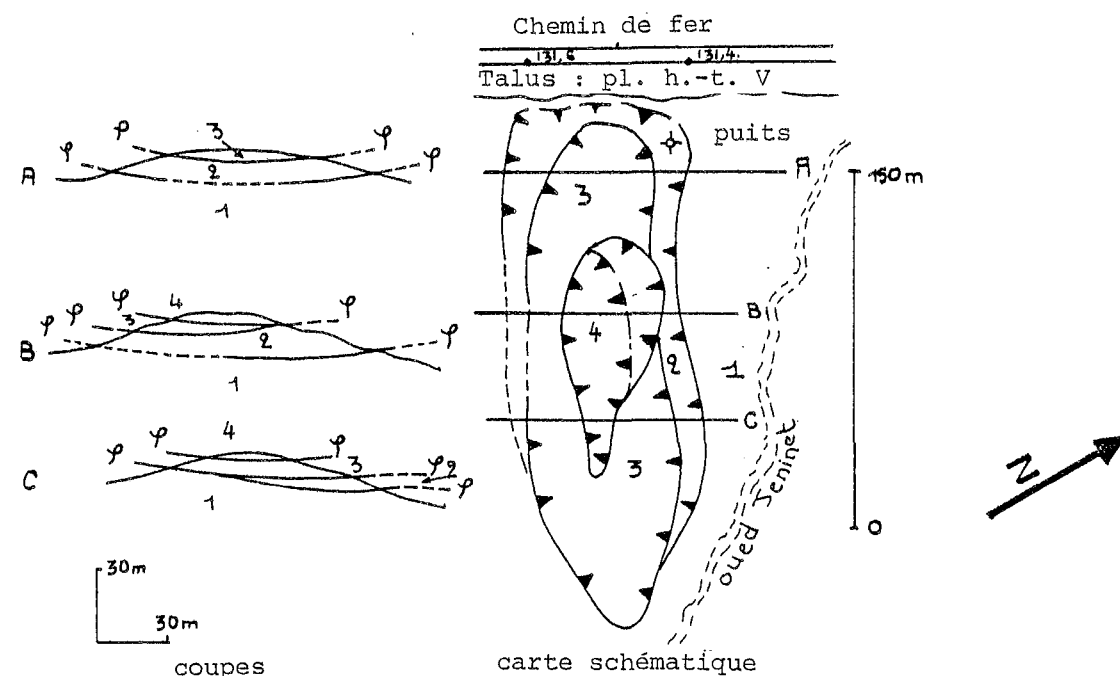


Fig. 125 : CARTE ET COUPE SCHEMATIQUE DE LA BUTTE SITUÉE IMMEDIATEMENT A L'EST DE LA TRANCHEE DE CHEMIN DE FER. (bornes 131,4 et 131,6). La butte est découpée en lames tectoniques séparées par des contacts subhorizontaux.

surface-enveloppe de ces klippes milite, contrairement à l'interprétation de Michard (1982) en faveur d'une grande nappe pour laquelle aucune zone d'enracinement n'apparaît possible dans la région. La butte située à l'Est des bornes 131,4 et 131,6 de la tranchée de chemin de fer est constituée d'écaillles (fig. 125). Sur une hauteur de 30 m trois contacts tectoniques au moins sont visibles. Ils sont pratiquement plans, très proches de l'horizontale, striés et cannelés, soulignés par des silicifications et calcifications secondaires. Un puits creusé sur le versant nord de la butte permet d'observer un contact qui tronque des argilites, probablement viséennes, et amène des calcaires dévoniens au-dessus.

Brèche de contact (échantillon RAR 653 ; x = 273,2 y = 220,3)

Texture : bréchique, montrant des silicifications et calcifications secondaires.

Éléments figurés : quartz en petites baguettes allongées (70μ), extinction ondulante, parois de dislocation abondantes ; plage de quartzite à petits grains (70μ) bien engrenés, extinction ondulante par grain ; calcite tardive recristallisée ; dolomie secondaire en plage et en rhomboédres isolés.

Les calcaires sont très fréquemment dolomitisés et cargneulisés à proximité des contacts, voies privilégiées permettant la migration de solutions enrichies en magnésium (X, IFP, 1969).

Les observations faites dans cette butte peuvent s'étendre au Nord, à la Skikirat 397, cette dernière (fig. 126) est constituée de plusieurs écaillles qui reposent sur la semelle de matériel viséen supérieur. L'écaillle supérieure, constituée de calcaire massif dolomitisé et cargneulisé, chevauche des calcaires en petits bancs du Dévonien inférieur probable qui reposent eux-mêmes, en troncature, sur du matériel viséen. Le contact de base de cette écaillle supérieure est visible sur le flanc ouest de la butte et peut se suivre sur environ 50 m. Il affleure horizontalement sur plusieurs mètres de large.

b - Analyse cinématique

Des plis, interprétés comme plis d'entraînement, sont visibles dans le secteur de la Skikirat 397. A 500 m au Sud de cette colline, immédiatement à l'Est du pont de la voie ferrée, un pli anisopaque, en genou, déversé au Sud, affecte des alternances de calcaires et d'argilites (Dévonien inférieur ?). Un clivage très fruste est visible dans les niveaux décimétriques argileux. L'axe construit de ce pli est orienté N154°-40°S (fig. 127, A). Ce pli est tronqué sommitalement par un plan de cisaillement mineur, strié, montrant un déplacement du compartiment supérieur vers le Sud-Ouest.

Sous l'écaillle sommitale de la Skikirat 397, une ondulation décimétrique, d'amplitude métrique, affecte les calcaires en petits bancs. L'axe construit de ce pli est orienté N140° et plonge de 17° vers le Sud-Est (fig. 127, B). A 500 m au SSW du pli précédent (x = 273,2 y = 220,8), un autre pli, en genou, également déversé au Sud, a un axe construit orienté N150°, plongeant de 50° au Sud-Est (fig. 127, C).

La présence de plusieurs plis, de même orientation moyenne, dans des écaillles différentes et distantes les unes des autres, incite à les interpréter comme des *plis d'entraînement liés aux déplacements tangentiels* mis en évidence précédemment. Les plans de cisaillement tronquant ces plis correspondent sans doute à l'amplification du phénomène tangentiel qui leur a donné naissance, la déformation atteignant le seuil de la rupture.

Les stries et cannelures relevées sur les plans de contacts anormaux sont très dispersés, tant en direction qu'en plongement (fig. 128, A). La réalisation d'un diagramme en rosace (fig. 128, B) respectant le sens de plongement (les stries plongent vers le centre de la rosace) permet de mettre en évidence trois directions qui sont par ordre décroissant de fréquence : N45°-N70°, N130° et N160°-N05°.

Les indications, quant au sens de déplacement de l'unité allochtone de la Skikirat, sont contradictoires. Dans la tranchée de chemin de fer, les *figures d'entraînement* (forme des amygdales, décalage dans la stratification) indiquent un déplacement majeur du Nord et du Nord-Est vers le Sud et le Sud-Ouest. Les stries, au contraire, indiquent plusieurs direc-

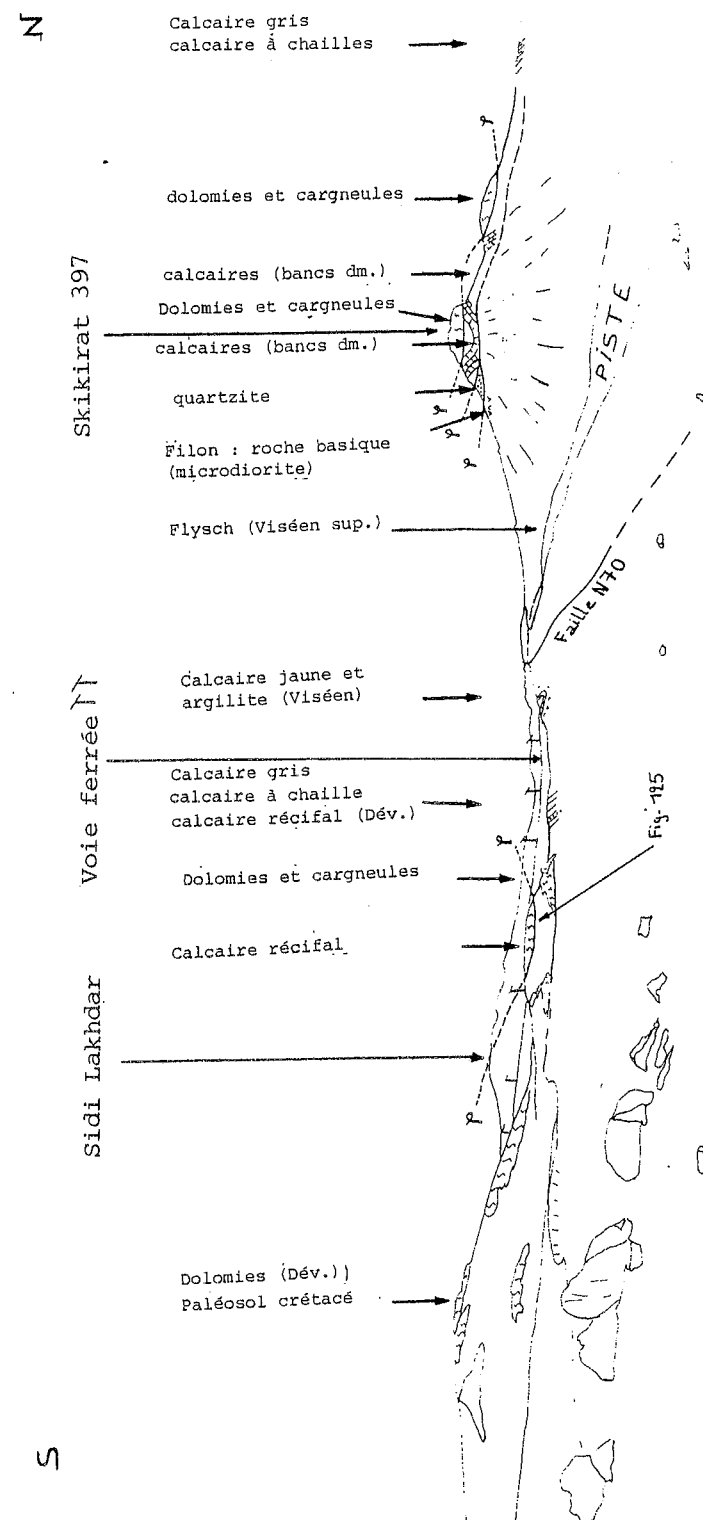


Fig. 126 : PANORAMA MONTRANT LA STRUCTURE EN LAME DE LA SKIKIRAT 397 (vue de $x = 274$ $y = 220,5$)

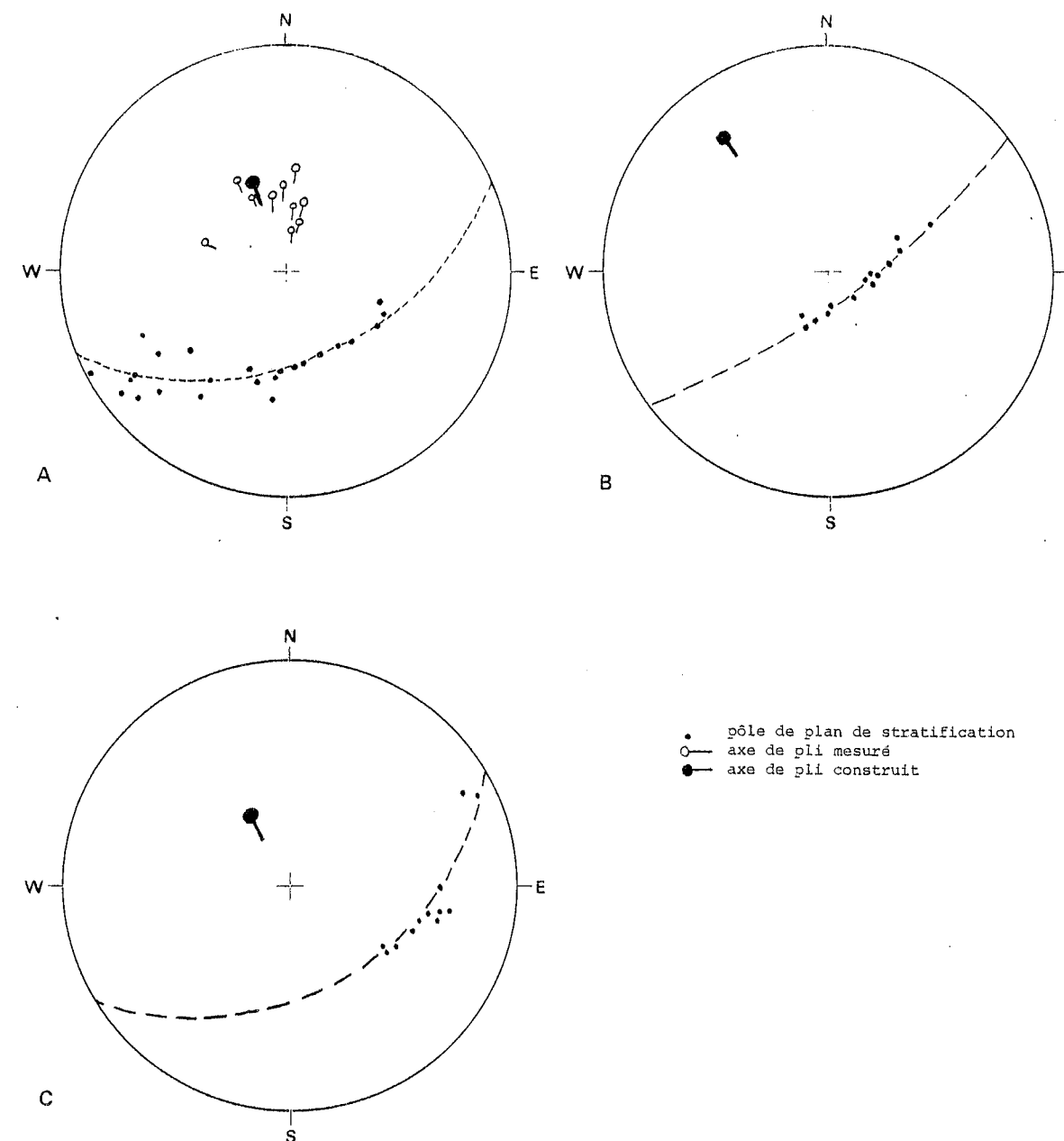


Fig. 127 : STEREOGRAMME DE PLIS D'ENTRAINEMENT dans l'unité de la Skikirat, à proximité de la butte cote 397
 A : $x = 273,1$ $y = 221,7$; axe $N154^{\circ}-40^{\circ}SE$
 B : dans la Skikirat 397 ; axe $N140^{\circ}-17^{\circ}SSE$
 C : $x = 273,2$ $y = 220,8$; axe $N150^{\circ}-50^{\circ}SE$
 Ces axes construits montrent un très bon parallélisme bien qu'ils soient distants et séparés par des contacts tectoniques.

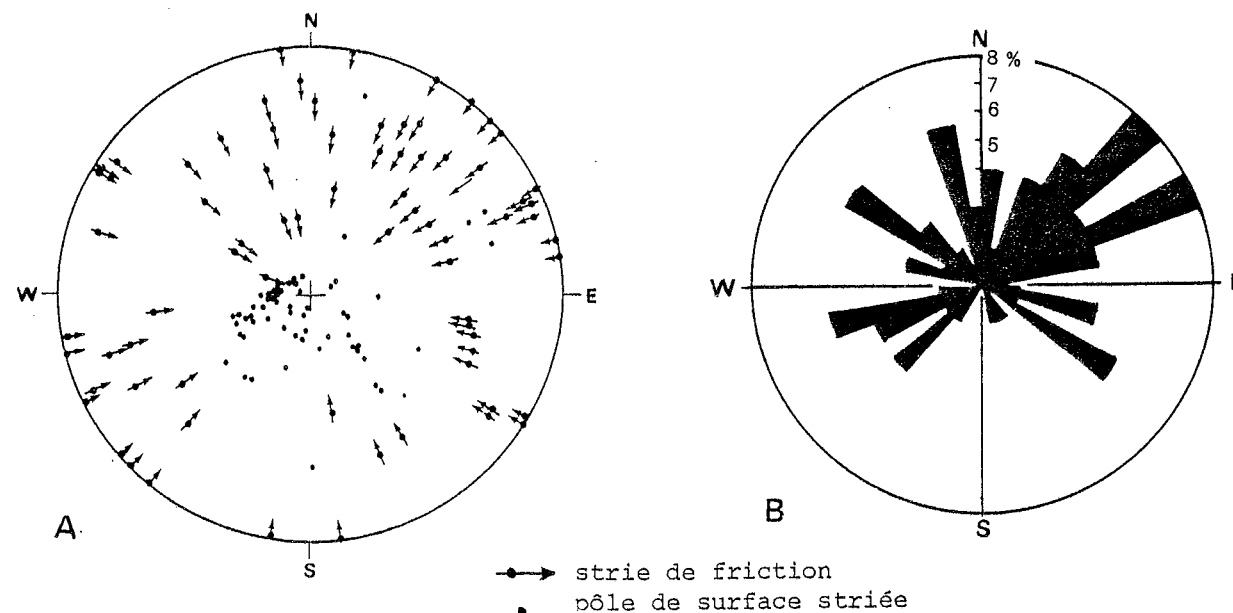


Fig. 128 : STEREOGRAMME (A) DES STRIES DE FRICTIONS ET DIAGRAMME EN ROSACE (B) tenant compte du sens de plongement de l'unité de la Skikirat. Les stries sont fortement dispersées tant en direction qu'en plongement.

tions, si deux d'entre elles, N160°-N05° et N45°-N70°, sont cohérentes avec les observations de la tranchée, la direction N130° n'est pas compatible. Bien qu'aucune chronologie entre les stries n'ait été observée, il faut sans doute envisager deux épisodes tangentiels différents : un premier épisode Φ_1 orienté du Sud-Est vers le Nord-Ouest, comme pour les écaillles de l'oued Tarfa et l'unité de Sidi Abdallah, et un second épisode Φ_2 à déplacement du Nord et du Nord-Est vers le Sud et le Sud-Ouest. Ce second épisode tangential Φ_2 est actuellement le mieux marqué dans cette unité.

L'existence d'un point triple supposé au Sud de Chebinia, ainsi que l'étude de la tranchée du chemin de fer à Sidi Abdallah, suggère que les déplacements tangentiels du Nord vers le Sud sont postérieurs à ceux du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Cette hypothèse est conforme à la chronologie établie par Cornée (1982) dans les Rehamna sud-orientales et qui montre que les chevauchements Φ_1 se font du Sud-Est vers le Nord-Ouest tandis que les chevauchements Φ_2 se font du Nord vers le Sud.

Les plus jeunes terrains connus affectés par ces recouvrements sont datés paléontologiquement du Viséen supérieur. Les contacts tangentiels sont scellés par les formations molassiques discordantes attribuées à l'Autunien.

De nouvelles observations faites sur les filons de microdiorite que nous avons placés dans la chronologie entre les deux épisodes de tectonique tangentielle des Rehamna septentrionales (Rais-Assa, 1982) ont montré que ces filons ne sont en fait pas tectonisés et qu'ils sont postérieurs aux épisodes tangentiels. Cornée (1982), dans les Rehamna sud-orientales, a lui aussi placé un épisode filonien entre les deux épisodes de tectonique tangentielle. De deux choses l'une, ou bien cet épisode filonien est différent de celui des Rehamna septentrionales, ou bien la chronologie proposée par Cornée (1982) est à reprendre. C'est cette seconde solution qui semble ressortir des observations faites lors de l'excursion du PICG 27 en septembre 1983. En effet une nouvelle carrière a permis d'observer un filon de microdiorite recoupant une brèche liée à un contact de chevauchement Φ_2 .

Compte tenu de l'affleurement de méta-conglomérat au Sud-Est de l'unité de la Skikirat et du contraste de déformation et de métamorphisme entre l'unité de la Skikirat et celle de

Sidi Abdallah, surtout frappant à l'Est, le déplacement Φ_2 est plurikilométrique. Il se fait vers le Sud ou le Sud-Ouest, à un niveau structural moyen, au-dessus du front supérieur de la schistosité.

Rodgers et Saint-Julien, lors de l'excursion du PICG 27, ont émis une hypothèse faisant intervenir deux épisodes successifs. Le premier donnerait naissance à des olistolites, le second serait une tectonique tangentielle tardive (post P_1), à déplacement du Nord vers le Sud. Cependant l'altitude assez constante des klipptes de matériel dévonien, l'absence de "blocs" de matériel dévonien certain, de taille variable, emballés dans le matériel viséen supérieur, tend à minimiser l'importance de cette tectonique synsédimentaire.

4 - Tectonique cassante

Des failles orientées N70° à N90° affectent l'unité de la Skikirat ainsi que son contact basal. Elles sont donc postérieures à la tectonique tangentielle Φ_2 .

Au Sud, l'unité de Sidi Abdallah est séparée des formations tabulaires crétacées par une faille verticale orientée N70°. La base de la transgression crétacée est soulignée par un hard-ground. La faille effondre le compartiment sud de 50 m. Cette faille a donc un rejeu vertical tardif. Malgré le manque de continuité d'affleurement sur le terrain, elle semble être la prolongation vers l'Est de la faille d'Arakna (unité de Sidi Abdallah) (pl. h.-t. I). Aucune composante décrochante n'a pu être mise en évidence dans le jeu de cette faille au sein de l'unité de la Skikirat.

Une petite faille N70° à N90° donne naissance à la dépression située au Sud de la Skikirat 397 (fig. 127). Elle est très nette dans la morphologie mais très difficile à mettre en évidence sur les affleurements.

Enfin, une faille de direction N100° affecte l'Ouest de l'unité de la Skikirat au Nord de Chebinia. Elle décale légèrement la faille N30° de l'oued Tarfa et recoupe également les formations molassiques attribuées à l'Autunien.

5 - Conclusion

L'unité de la Skikirat, à matériel non métamorphique dévono-carbonifère, a subi une évolution polyphasée dans laquelle il a été possible de reconnaître :

- Un épisode de déformation synsédimentaire qui conduit au moins à la mise en place d'olistolites quartzitiques métriques dans du matériel flyschoidé viséen supérieur. Cet épisode, mineur dans le secteur cartographié, pourrait avoir joué un rôle plus important, à une plus grande échelle (Rodgers et Saint-Julien, comm. orale).

- Un épisode de plissement P_1 . Il est peu évident dans cette unité par manque de continuité des affleurements. Il donne naissance à des plis P_1 isoclinaux centimétriques. Aucune autre génération de plis n'a été observée.

- Un premier épisode de tectonique tangentielle Φ_1 durant lequel les déplacements se sont effectués du Sud-Est vers le Nord-Ouest. La réalité de son existence repose pour l'instant uniquement sur des stries orientées SE-NW. Mais il est cohérent avec des déplacements de ce type connus dans les Rehamna et les Jebilet.

- Un second épisode de tectonique tangentielle Φ_2 . Il s'agit de l'épisode principal conduisant à la structuration de l'unité de la Skikirat. Il oblitère les structures acquises précédemment. Les déplacements principaux se font du Nord et du Nord-Est vers le Sud et le Sud-Ouest. Cet épisode donne naissance à un contact majeur de base peu penté au Nord et au Nord-Est.

Le déplacement minimal envisageable est de l'ordre de la dizaine de kilomètres en tenant compte de la juxtaposition des faciès métamorphiques différents, mais il peut être plus important.

Cet épisode de tectonique tangentielle s'est effectué au-dessus du front supérieur de la schistosité, à la limite des domaines du plissement (plis d'entraînement) et de la fracturation. Bien que cet épisode Φ_2 soit connu dans les Jebilet (Zahraoui, 1981 ; Tahiri, 1982), dans les Rehamna sud-orientales (Cornée, 1981) et maintenant dans les Rehamna septentrionales, la cause dynamique des mouvements à déplacement nord-sud demeure actuellement inexpliquée.

CHAPITRE VI

FORMATIONS POST-OROGÉNIQUES

Les formations post-orogéniques se répartissent en une formation supposée paléozoïque par analogie de faciès, connue sous le nom de conglomérat de Mechra-ben-Abbou, et un ensemble de formations post-paléozoïques, constituées de terrains attribués ou datés du Permo-Trias, du Crétacé et du Quaternaire. Des discordances angulaires existent à la base des conglomérats de Mechra-ben-Abbou, à la base de la formation attribuée au Permo-Trias et de la formation crétacée.

I - FORMATION POST-OROGENIQUE ATTRIBUEE AU PALEOZOIQUE

La formation post-orogénique attribuée au Paléozoïque est constituée par le conglomérat de Mechra-ben-Abbou et par des roches d'origine magmatique associées (Termier, 1923 ; Gigout, 1951, 1955 ; Hoepffner et al., 1972 ; Piqué, 1974 ; Michard, 1976, 1982).

A - LES CONGLOMERATS DE MECHRA-BEN-ABBOU

Les conglomérats de Mechra-ben-Abbou sont localisés dans la dépression du même nom. Ils reposent, par l'intermédiaire d'une discordance angulaire majeure, indifféremment sur les différents terrains paléozoïques constituant le massif des Rehamna septentrionales. Le matériel est très peu induré, ce qui le différencie du matériel hercynien. Les conglomérats sont constitués de galets millimétriques à pluridécimétriques, émoussés, mal roulés, parfois anguleux (fig. 129). La nature de ces galets est très variable (grès, quartzites,

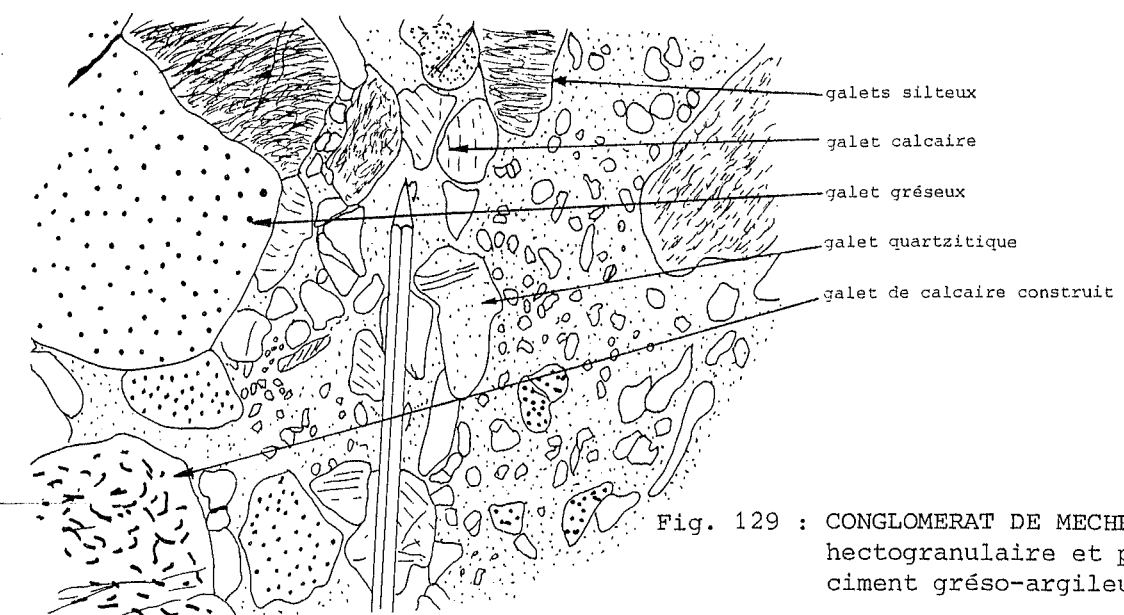


Fig. 129 : CONGLOMERAT DE MECHRA-BEN-ABBOU
hectogranulaire et polygénique à
ciment grés-argileux rouge

calcaires, siltstones et schistes). Les proportions des différents faciès représentés sont directement influencées par la proximité des affleurements de matériel paléozoïque hercynien : à un affleurement de calcaires dévoniens correspond un conglomérat riche en galets de calcaires dévoniens. Cette constatation permet de préciser que le transport est très limité. Le ciment est argilo-sableux rouge. La stratification est bien visible sur les plans de coupes verticaux. Les bancs sont décimétriques à métriques. Les galets y sont parfois cabrés. Piqué (1972) a conclu à des apports provenant du Nord-Est.

B - VENUES MAGMATIQUES

À l'Ouest de Mechra-ben-Abbou, affleurent des laves interstratifiées dans les conglomérats. Le passage entre les laves et les conglomérats est graduel. Des brèches d'explosion et d'écoulement (Michard, 1982) permettent d'y reconnaître des épanchements de surface. À l'affleurement, ces venues magmatiques sont rouge-violacé à noires, compactes ou vacuolaires, microlithiques et pauvres en phénocristaux.

Tous les auteurs s'accordent pour noter de fortes variations dans la composition des laves entre les différentes parties du massif des Rehamna. Michard (1982) reprenant les analyses de Cherotzyky et Choubert (1973) reconnaît un magma alcalin à Mechra-ben-Abbou, alors qu'il est calco-alcalin dans les Rehamna sud-orientales. Pétrographiquement, Gigout (1955) reconnaît dans les laves de Mechra-ben-Abbou des andésites et des trachytes tandis que Michard (1982) parle d'andésites et de laves hyperpotassiques.

Enfin, Gigout (1955) note la présence de filons recoupant à la fois les formations hercyniennes plissées et certains niveaux de conglomérats ($x = 274,7$ $y = 226,8$). Les filons non tectonisés que nous avons rencontrés dans les différentes unités semblent pouvoir être rapprochés de ceux cités par Gigout. Ces filons sont décimétriques à métriques, très altérés, verts à bruns, parfois blanc-verdâtre. Il est possible d'y reconnaître des dolérites à olivine et des granodiorites.

Dolérites à olivines (échantillons RAR 589, 642, 707, 1135, 1171, 1182 et 1322)

Texture : doléritique, fine, à grandes lattes de plagioclases en chevrons.

Éléments figurés : plagioclases (40%) en baguettes de $1 \times 0,6$ mm, idiomorphes, de type labrador, constituant l'armature de la roche ; feldspaths alcalins très altérés (10%) ; olivine très fracturée, altérée en serpentine brune, grumeleuse ; clino et orthopyroxène en position intersticielle entre les lattes de plagioclases ; opaques ; apatite primaire et calcite provenant de l'altération des feldspaths.

Granodiorites (échantillons RAR 718 et 364)

Texture : grenue à microgrenue.

Éléments figurés : quartz à extinction ondulante (10%) ; feldspath alcalin abondant ; biotite primaire très altérée avec exsolution d'opaques.

Les analyses chimiques réalisées sur des fragments de filon sont difficilement interprétables du fait de la forte teneur en eau et de l'altération très importante de la roche. L'analyse RAR 1182 (Annexe 2) semble la plus significative. La teneur en quartz normatif indiquerait un magma tholéitique. La forte teneur en K_2O permettrait de préciser : magma tholéitique de type continental. La faible teneur en Al_2O_3 empêche d'y voir un basalte calco-alcalin. Ce magmatisme pourrait être issu d'une phase de distension (Girod et al., 1978), tout à fait compatible avec la naissance de la dépression de Mechra-ben-Abbou et avec une position chronologique tardive, post-orogénique.

C - DEFORMATIONS

Le pendage des conglomérats est compris entre 30° et 60° (fig. 130). Gigout (1955) considérerait ces pendages comme sédimentaires (dépôts pentés). Si cela est possible pour les pendages moyens (jusqu'à 35°), il semble nécessaire de faire intervenir la tectonique pour expliquer les pendages plus forts. Celle-ci semble correspondre à des basculements de blocs

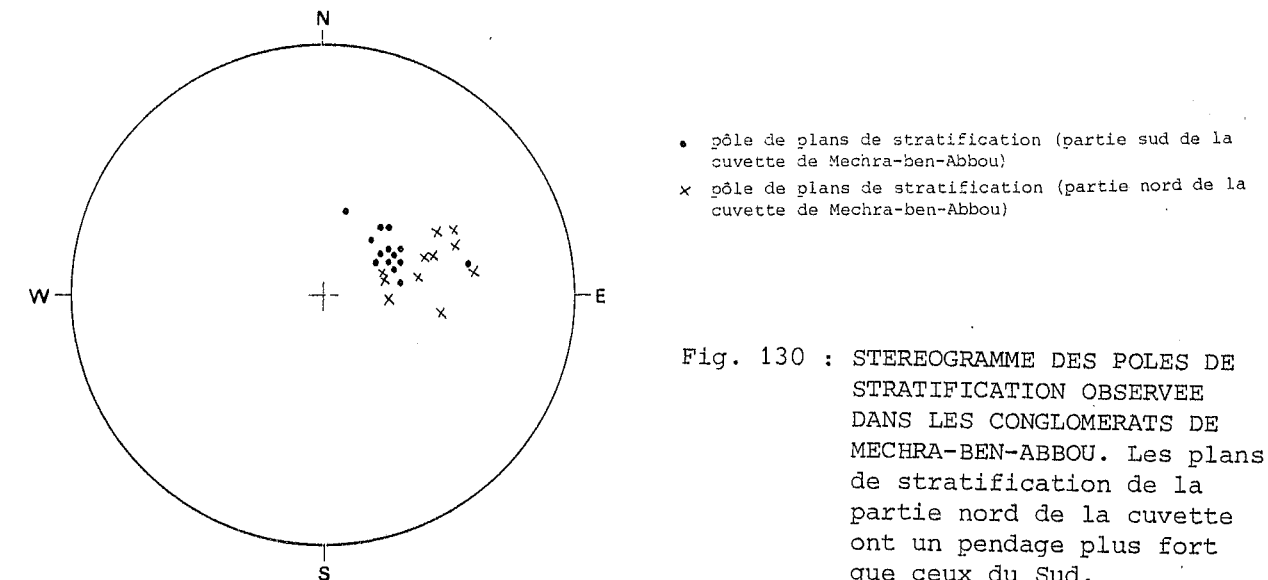


Fig. 130 : STEREOGRAMME DES POLES DE STRATIFICATION OBSERVEE DANS LES CONGLOMERATS DE MECHRA-BEN-ABBOU. Les plans de stratification de la partie nord de la cuvette ont un pendage plus fort que ceux du Sud.

le long de failles. Certaines d'entre elles, orientées $N30^\circ$ et $N70^\circ$ à $N140^\circ$, sont visibles en photo-interprétation (pl. h.-t. I).

D'autre part, les laves situées à l'Ouest de Mechra-ben-Abbou dessinent une structure elliptique, orientée $N30^\circ$, de 7 km de long sur 2,5 km de large. Il semble s'agir d'un pli à grand rayon de courbure dont l'origine pourrait être à rechercher dans un rejeu de la faille de l'oued Tarfa, postérieurement au dépôt des conglomérats. Cette faille met les laves en contact direct avec les terrains de l'écaille allochtone I en rive droite de l'oued Oum-er-Rbia (pl. h.-t. I).

D - EPAISSEUR

Gigout (1955) estime l'épaisseur du conglomérat de Mechra-ben-Abbou à 200 m. Michard (1982) propose 4000 m à 5000 m, les laves faisant à elles seules 500 m. La mise en évidence d'affleurements au Nord de Sidi-Meftah réduit considérablement l'extension géographique des conglomérats. Leur épaisseur doit donc être plus faible que celles proposées jusqu'à maintenant.

E - AGE

Gigout (1955) propose, d'une part un âge stéphano-autunien par comparaison avec les faciès conglomératiques de Khenifra, d'autre part un âge westphalien C par analogie avec les affleurements de Sidi-Kassem. Il évoque un âge permo-triasique pour les laves.

La concordance entre les laves et les conglomérats ainsi que la présence de brèches d'explosion nous conduit à regrouper dans un même ensemble les laves et les conglomérats.

Tisserand (1977) considère les conglomérats comme postérieurs aux granites datés de l'Autunien (273 ± 2 Ma) tout en reconnaissant l'absence de galets de granite et de cornéennes de contact dans les conglomérats. Il propose donc un âge autunien mais post-orogénique pour les conglomérats de Mechra-ben-Abbou. Cette hypothèse semble renforcée par l'existence d'un gisement de plantes daté de l'Autunien (Huvelin, 1977 ; Horon et Owendenko, in Michard 1982) dans un faciès similaire du massif des Jebilet occidentales.

II - L'ENSEMBLE DES FORMATIONS POST-OROGENIQUES ET POST-PALEOZOIQUES

CHAPITRE VII

A - LES PELITES ROUGES ATTRIBUEES AU PERMO-TRIAS

Cette série a été reconnue par Gigout (1951) au Nord de Mechra-ben-Abbou. Il s'agit d'argilites et de pélites rouges dans lesquelles s'intercalent quelques lits argilo-sableux vert clair. Cette série repose par l'intermédiaire d'une discordance angulaire sur les formations conglomératiques de Mechra-ben-Abbou ainsi que sur un pointement de Cambrien moyen. Le pendage moyen est très faible (0° à 20°). Cette formation est affectée par des failles et par un léger bombement. Aucun fossile n'a permis d'en préciser l'âge.

Plus au Sud, à 2 km à l'Est de Sidi-Meftah, une petite falaise ($x = 270$ $y = 224,5$) permet d'observer de bas en haut :

- des grès fins (3 m), tendres, verts, à nodules centimétriques à décimétriques de grès durs.
- des argilites compactées (4 m) dont le feuilletage a partiellement disparu et renfermant des nodules bruns, centimétriques, gréseux.
- des argilites (2 m), gréseuses, rouges.
- des calcaires marneux (1 m), jaunes à blanchâtres, en lits de 10 à 30 cm.

Cet affleurement qui ne rappelle aucun des faciès conglomératiques de l'Autunien probable semble pouvoir être attribué au Permo-Trias par analogie de faciès.

B - LES FORMATIONS CRETACEES

Dans le Sud du secteur, les formations crétacées débutent par un conglomérat noir à galets de quartz translucides, bien roulés, millimétriques à centimétriques, puis passent à des calcaires datés du Néocomien, du Cénomaniens et du Turonien. Ces formations tabulaires reposent, selon Gigout, sur les formations permo-triasiques suivant une discordance angulaire faible. Ainsi l'orogène hercynien dans la région étudiée est postérieur au Viséen supérieur, âge des derniers terrains plissés connus (unité de la Skikirat) et antérieur à l'Autunien, âge probable de la première couverture discordante molassique.

CONCLUSION

Le massif hercynien des Rehamna septentrionales est constitué de deux grands domaines structuraux, actuellement séparés par un contact de recouvrement (fig. 131).

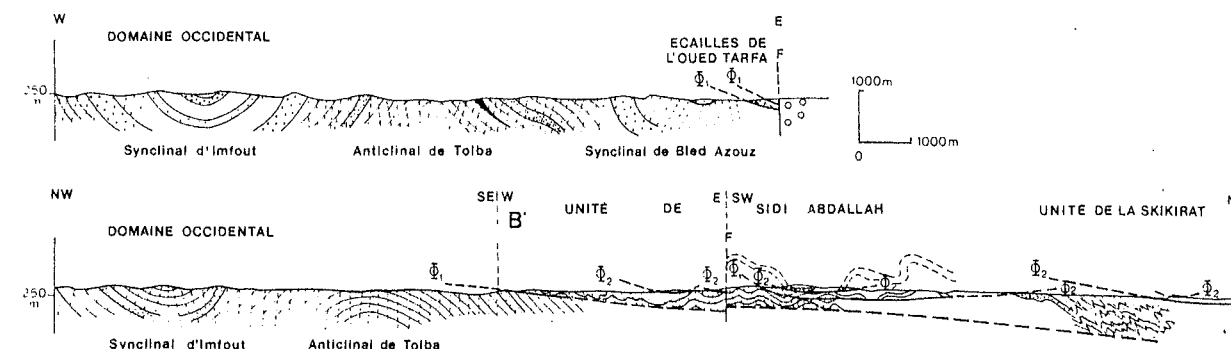


Fig. 131 : COUPE SYNTHETIQUE DU MASSIF DES REHAMNA SEPTENTRIONALES

A l'Ouest, le *domaine occidental*, avant-pays cambro-ordovicien, peu déformé, est considéré comme un autochtone au moins relatif. La limite orientale de ce domaine est écaillée : ce sont les *écaillles de l'oued Tarfa*, en position para-autochtone.

A l'Est, s'étend un *domaine oriental*, constitué de plusieurs nappes dont les deux premières ont été étudiées : l'*unité de Sidi Abdallah* ordovico(?) - dévonienne, surmontée par l'*unité de la Skikirat* viséo-dévonienne. Ces nappes ont subi une évolution tectono-métamorphique polyphasée qui contraste très fortement avec celle du domaine occidental.

I - LITHOSTRATIGRAPHIE

A - LE DOMAINE OCCIDENTAL

Dans le secteur d'étude, le domaine occidental est constitué, sur plus de 3 500 m, par 6 formations, toutes d'origine détritique (grès, quartzite, psammites, siltstones) dont l'âge s'échelonne du Cambrien moyen à l'Arenig inférieur.

Nos observations confirment dans l'ensemble celles de Gigout (1955), Destombes (1971) et Allix (1978) et les complètent localement : passées lenticulaires de conglomérat dans la formation 5, grès à faciès très grossier dans la formation 1.

B - LES ECAILLES DE L'OUED TARFA

Les écaillles de l'oued Tarfa renferment des terrains non datés mais dont les faciès sont tout-à-fait comparables à ceux du domaine occidental. Elles apparaissent, en position para-autochtone, entraînées sous le front de l'unité de Sidi Abdallah sus-jacente.

C - L'UNITE DE SIDI ABDALLAH

Dix déformations ont été définies dans cette unité. Les cinq premières (F.1 à F.5), à la base, sont de nature détritique, fine (siltstones, psammites, grès, quartzite) et, bien qu'azoïques rappellent les formations ordoviciennes du Jebel Kharrou (Rehamna sud-orientales). Les cinq dernières, au-dessus de ce matériel supposé ordovicien, sont conglomératiques, phylliteuses et quartzitiques (F.9a, F.9b, F.9c, F.10 et F.11). L'une d'elles (conglomérats d'El Aouine F.9a) est datée du Dévonien moyen inférieur. Les relations spatiales entre ces cinq dernières formations ne sont pas connues avec certitude, faute d'affleurements.

La présence de conglomérats rouges datés du Dévonien, à la limite des domaines occidental et oriental, rappelle d'ailleurs l'unité des Skhirat (Huvelin, 1977 ; Mayol, en cours) et le Haut-Atlas occidental (Cornée, en cours), régions où ils sont fréquemment associés à des zones de failles fondamentales.

D - L'UNITE DE LA SKIKIRAT

Elle est constituée de matériel daté paléontologiquement du Dévonien inférieur, du Dévonien moyen et du Viséen supérieur. Le Dévonien inférieur se présente soit sous un faciès argileux avec bancs calcaires, soit sous un faciès conglomératique et gréseux. Le Dévonien moyen est caractérisé par une sédimentation carbonatée récifale. Le Dévonien supérieur, le Tournaisien et le Viséen inférieur n'ont jamais été identifiés paléontologiquement. Le Viséen supérieur renferme des faciès argileux flyschoides, gréseux et calcaires. Certains "blocs" emballés suggèrent l'existence d'une sédimentation olistolithique.

II - EVOLUTION TECTONIQUE ET METAMORPHIQUE

Le serrage hercynien donne naissance à des déformations dont le style tectonique (fig. 132) caractérise différents niveaux structuraux (ce qui ne veut pas dire forcément qu'ils sont liés à des profondeurs d'enfouissement différentes).

Tout d'abord apparaît, probablement dès la sédimentation, une instabilité marquée par une tectonique anté-schisteuse (olistolithes) ; Ensuite se forment des plis majeurs P_1 , synschisteux et symmétamorphes, puis des plis P_2 et P_3 en chevrons auxquels sont associés des cisaillements et enfin des recouvrements Φ_1 , à déplacement du Sud-Est vers le Nord-Ouest. Ces déformations correspondent à un raccourcissement orienté Est-Ouest à SE-NW.

Durant un second épisode de tectonique tangentielle Φ_2 , les mouvements changent de direction. L'unité (ou nappe) de la Skikirat, la plus élevée dans l'empilement des unités du secteur étudié, se déplace alors du Nord vers le Sud ou du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Des failles normales recoupent l'ensemble de ces unités.

A - TECTONIQUE ANTESCHISTEUSE

Dans l'unité de la Skikirat apparaissent des olistolithes emballés dans le matériel viséen supérieur. Ces blocs pourraient être les témoins d'une tectonique tangentielle précoce qui aurait débuté durant la sédimentation (nappes synsédimentaires) ou être au moins des indices d'instabilité. De tels phénomènes ont été décrits dans les Jebilet occidentales (Huvelin, 1977), dans le Maroc central (Allary et al., 1972b), à Timghir (Michard et al., 1982).

	DOMAINE OCCIDENTAL	ECLAIRAGES DE L'OUED TAFRA	UNITE DE SIDI ABDALLAH			UNITE DE LA SKIKIRAT
			PARTIE OUEST	PARTIE CENTRALE	PARTIE EST	
TECTONIQUE CASSANTE ET F-LIENNE POST HERCYNEN	Faillles normales N30° et N70° à N140°, verticales ; peut-être composante décrochante		Faillle normale N30°, verticale	Faillle normale N70° et N140° verticale, légère composante décrochante	Faillle normale N70° à N90°, verticale	Faillles N70° à N90°, peu importantes
TECTONIQUE TANGENTIELLE Φ_1			Chevauchement, déplacement du N vers le S, flèche métrique à hectométrique	Découpage de la charnière, flèche métrique à hectométrique	Cisaillements horizontaux	Nappe, déplacement du N au S, décrochante métrique
EROSION PROBABLE						
TECTONIQUE TANGENTIELLE Φ_1	Cisaillements horizontaux avec ou sans déplacement		Recouvrement sur domaine occidental, déplacement du SE vers le NW (6 à 8 km)	Chevauchement, déplacement du SE vers le NW, hectométrique		Recouvrement probable, déplacement du SE vers le NW
PLISSEMENTS P_2 ET P_3				Plis P_2 chevrons centimétriques, N20° à N50°, plongement variable	Plis P_3 , kinks centimétriques, N90°-50°E	
PLISSEMENT MAJEUR P_1	Plis P_1 , droits, cylindriques, submériidiens, kilométriques, S1 de fracture		Plis droits submériidiens, S1 de fracture	Plis déversés au NW, N40°-40°NE, S1 de flux-fracture	Plis déversés au NW, S1 de flux, fluage des galets, métamorphisme : séricite-chlorite	Rares et difficiles à identifier
OLISTOLITHES (VISEEN SUPERIEUR)						Olistolithes ; blocs métriques

Fig. 132 : TABLEAU RECAPITULATIF DES DEFORMATIONS DANS LE SECTEUR D'ETUDE

B - PLISSEMENT MAJEUR P_1

Dans le domaine occidental "autochtone", le paroxysme de la déformation se marque par des mégaplis P_1 , droits, subméridiens, de demi-longueur d'onde et d'amplitude kilométriques, à axes subhorizontaux. Ces plis de type concentrique, développent une schistosité de fracture S_1 de plan axial, en éventail. Le métamorphisme presque nul à l'Ouest passe au stade de la séricite naissante à l'Est. A ces mégaplis sont associés des plis parasites décimétriques à hectométriques également synschisteux, parfois obliques aux grandes structures. Ils indiquent, avec les stries bancs, surbancs, un raccourcissement Est-Ouest à Sud-Est - Nord-Ouest légèrement oblique sur les directions actuelles des axes de plis.

Ce domaine occidental se prolonge, avec les mêmes caractères structuraux vers le Nord au-delà de Casablanca, vers le Sud dans les Rehamna méridionales et les Jebilet occidentales.

Dans les écaillles de l'oued Tarfa, les structures P_1 identiques à celles du domaine occidental sont parfaitement reconnaissables.

Dans l'unité allochtone de Sidi Abdallah, des plis majeurs P_1 constituent un synclinal de demi-longueur d'onde kilométrique à l'Ouest relayé vers l'Est par un anticlinal de même échelle. Ces plis P_1 sont déjetés à déversés au Nord-Ouest. Les axes plongent de 40° à 45° au Nord-Est. La schistosité S_1 qui leur est associée passe du type fracture à l'Ouest au type flux à l'Est. Dans le même temps, le métamorphisme, très faible (séricite naissante) à l'Ouest, atteint la zone à chlorite-séricite des schistes verts à l'Est. Au cours de cet épisode, les galets des conglomérats subissent une simple fracturation à l'Ouest et un allongement et aplatissement dans le plan de la schistosité S_1 à l'Est.

La déformation, avec un fort gradient ouest-est, est beaucoup plus intense dans cette unité que dans les deux précédentes. Le style des plis, leur orientation et leur plongement axial sont différents de ceux du domaine occidental. Bien que probablement structurés lors d'un même épisode de déformation (P_1), les plis de cette unité devaient être originellement distants de ceux du domaine occidental. Une alternative pour expliquer le rapprochement de zones si différentes pourrait être un coulissage synschisteux (Michard, 1982). Cependant aucun fait n'a été relevé dans ce sens.

C - PLISSEMENTS MINEURS P_2 et P_3

Ces deux épisodes sont localisés dans les zones épimétamorphiques de l'Est et du centre de l'unité de Sidi Abdallah. Les plis P_2 , en chevrons, centimétriques à décimétriques, de direction $N20^\circ$ à $N50^\circ$, à plongement axial variable, replissent la schistosité S_1 de flux. Ces plis sont fréquemment cisailés selon leur plan axial, ce dernier étant déversé au Nord-Ouest.

Localement, les plis P_2 sont déformés par des plis P_3 , de direction moyenne est-ouest et à fort plongement axial vers l'Est.

Ces plis P_2 et P_3 ont pris naissance dans le domaine de la schistosité de fracture donc dans des conditions de déformation moins intenses que celles où se sont formés les plis P_1 .

D - EPISODE DE RECOUVREMENT Φ_1

Dans un premier épisode de tectonique tangentielle les écaillles de l'oued Tarfa et l'unité de Sidi Abdallah viennent en recouvrement sur le domaine occidental. La zone

de contact tectonique recoupe la schistosité S_1 .

Au Nord, les écaillles de l'oued Tarfa surmontent directement le domaine occidental suivant une faille pentée de 30° à l'Est. Au Sud, l'unité de Sidi Abdallah repose directement sur ce même domaine suivant un contact penté lui aussi de 30° à l'Est. L'étude systématique des microstructures associées à ce recouvrement montre que le déplacement des deux unités s'est effectué du Sud-Est vers le Nord-Ouest, au-dessus du front supérieur de la schistosité.

La flèche du recouvrement peut être estimée à un minimum de 2 et 8 km pour les écaillles de l'oued Tarfa et de 8 km pour l'unité de Sidi Abdallah. L'existence de ce recouvrement rejoint et confirme l'hypothèse émise par Sougy (1976), Sougy et al. (1978). La limite entre les deux domaines occidental et oriental est une faille peu pentée à l'Est, à la base d'un recouvrement.

Cette tectonique tangentielle avec déplacement des unités du Sud-Est vers le Nord-Ouest est connue dans les Rehamna méridionales où elle marque (Cornée, 1982) la fin d'un processus de cisaillement ductile, ainsi que dans les Jebilet centre-occidentales (Sougy, 1976 ; Poutchkovsky, 1978 ; Sougy et al., 1978 ; Muller et al., 1979 ; Tahiri, 1982). Cet épisode de déformation est donc un trait caractéristique de l'évolution tectonique de la Meseta marocaine.

E - EPISODE DE RECOUVREMENT Φ_2

Un second épisode de tectonique tangentielle conduit au déplacement de l'unité dévono-carbonifère de la Skikirat du Nord vers le Sud et/ou du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Cette unité vient en recouvrement sur toutes les autres unités étudiées. Le contact anormal de base, bréchique, tronque les structures des unités sous-jacentes ainsi que celles de l'unité chevauchante. Ces déplacements provoquent également des cisaillements horizontaux vers le haut de l'unité de Sidi Abdallah. Ce recouvrement s'est produit dans un niveau structural plus élevé que pour les épisodes de déformation précédents. Cependant ni l'origine ni le mode de mise en place de cette nappe ne sont connus. La flèche du recouvrement peut être localement estimée à 10 km au minimum.

Dans les Rehamna sud-orientales se produisent des mouvements identiques : l'unité ordovico-silurienne du Jebel Kharrou (Hoepffner, 1974) chevauche sur au moins 20 km (Cornée, 1982) les unités des Ouled Hassine et de Ben Guérir ; l'unité carbonifère de Dalaat repose sur celle du Jebel Kharrou avec une flèche supérieure à 22 km. Cette tectonique tangentielle affecte également les Jebilet occidentales, à Mzoudia (Tahiri, 1982). Il s'agit donc là d'un épisode de tectonique tangentielle généralisée dans la partie ouest de la Meseta marocaine.

F - TECTONIQUE CASSANTE ET VENUES FILONIENNES

Des failles normales, tardives, recoupent l'ensemble des unités. Les plus importantes sont : la faille de l'oued Tarfa de direction $N20^\circ$ et la faille $N70^\circ$ qui sépare les Rehamna septentrionales et méridionales. Ces systèmes de failles délimitent le demi-graben de Mechra-ben-Abbou où sont préservées les molasses autuniennes (?).

Des filons de microdiorite sont associés à ces failles et recoupent tous les contacts tangentiels. Des filons analogues ont été datés post 273 ± 2 Ma (Tisserand, 1977) par rapport aux granites des Rehamna méridionales qu'ils traversent.

La tectonique hercynienne s'est donc déroulée entre le Viséen supérieur (derniers terrains plissés connus) et la mise en place des granites (273 ± 2 Ma), c'est-à-dire durant l'Autunien.

L'apport essentiel de la cartographie des Rehamna septentrionales, outre la mise en évidence de deux domaines à structurations différentes, aura donc été de démontrer l'existence de deux épisodes de recouvrement post-schisteux dans cette partie du massif. Les flèches de ces recouvrements sont plurikilométriques.

La reconstitution des zones de cisaillement synschisteux et a fortiori celle des bassins sédimentaires paléozoïques devra tenir compte de ces translations.

A N N E X E I

N° du gisement	Auteur - Année	N° de l'auteur	Age	Localisation
1	Le Maître 1938		Eifelien sup.	274,8 - 231,7
2	" " "		" "	276,1 - 230,9
3	" " "		" "	277 - 230,8
4	" " "		" "	276,7 - 230,35
5	" " "		" "	275,5 - 230,35
6	Gigout 1951	1	" "	275,1 - 231,9
7	" "	8	" "	275 - 231,9
8	" "	14	Strunien	278 - 230,4
9	" "	14 bis	"	277,8 - 230,2
10	" "	17	Wenlock-Ludlow	278,1 - 230,8
11	" "	29	Llandeilo	262,5 - 239,5
12	" "	42	Arenig	261,7 - 240,6
13	" "	66	Llandeilo	261,7 - 234,3
14	" "	67	"	262,4 - 237,8
15	" "	68	"	262,9 - 239,5
16	" "	117	"	261,9 - 237,5
17	Gigout 1951/55	171	Cambrien moyen	276,1 - 235
18	Gigout 1951	183	Strunien	277,4 - 230,2
19	" "	184	Coblencien	278,1 - 230,8
20	" "	185	"	279,2 - 230,8
21	" "	187	Wenlock-Ludlow	278,8 - 231,4
22	" "	191	Coblencien	278,9 - 228,7
23	" "	410	Viséen	275,2 - 232,1
24	" "	412	Coblencien	275,2 - 228
25	" "	414	"	276,3 - 227,8
26	" "	426	Viséen	277 - 226,1
27	" "	444	Cénomanién	276,6 - 238,5
28	" "	445	Wenlock-Ludlow	276 - 234,6
29	" "	446	Wenlock-Ludlow	275,5 - 233,6
30	" "	452	Coblencien	278 - 228,1
31	" "	453	Viséen sup. ou Namurien inf.	277,8 - 227,1
32	" "	631	Dévonien moyen	275,6 - 231,6
33	" "	632	Coblencien	279,3 - 230,2
34	" "	786	Eifelien	273,4 - 220,5

N° du gisement	Auteur - Année	N° de l'auteur	Age	Localisation
35	Gigout 1951	787	Viséen	273 - 220,3
36	" "	792	Coblencien	278,2 - 223,5
37	" "	793	"	275,8 - 221,6
38	" "	802	Gothlandien probable	272,8 - 225
39	" "	881	Coblencien	276,3 - 230,4
40	" "	883	"	276 - 224,5
41	" "	884	Viséen	276 - 225
42	" "	886	"	277,6 - 231
43	" "	889	Eifelien	277,6 - 231
44	" "	36	Cambrien moyen	258,3 - 249,7
45	Gigout 1956	1298	Dévonien inf.	275,7 - 225,5
46	" "	801	" "	264 - 221,2
47	" "	1293	" "	275,6 - 230,2
48	" "	1294	" "	274,2 - 225,2
49	" "	1296	" "	274,6 - 225
50	" "	1299	" "	275,7 - 225,5
51	" "	1300	" "	276 - 226,2
52	" "	1301	" "	276 - 226,4
53	" "	1302	" "	275,8 - 227,7
54	" "	1303	" "	274,6 - 226,4
55	" "	1308	" "	275,8 - 228,3
56	" "	1312	" "	276,7 - 227
57	" "	1314	" "	279,4 - 232,5
58	" "	1358	" "	279,5 - 231
59	Le Maître		" "	279,25 - 231,1
60	Gigout 1956	1453	" "	273,8 - 225,7
61	" "	1454	" "	273,8 - 225,8
62	" "	1465	" "	274,5 - 233,8
63	" "	1467	" "	275,8 - 231,15
64	" "	1468	" "	276 - 229
65	" "	1471	" "	278,2 - 228
66	" "	1473	" "	275,7 - 228,2
67	" "	1476	" "	277,3 - 230,1

N° du gisement	Auteur - Année	N° de l'auteur	Age	Localisation
68	Gigout 1956	1485	Dévonien inf.	275,7 - 230
69	Le Maître		Dévonien moyen	276 - 231,4
70	H. Termier		" "	276 - 231
71	Gigout 1956	1292	" "	275,7 - 230,3
72	" "	1480	" "	277,6 - 231
73	" "		" "	276,1 - 226,4
74	" "	1486	" "	273,7 - 225,6
75	" "	794	" "	273,5 - 222,7
76	H. Termier		Viséen sup. Namurien	275,2 - 232,1
77	Yovanovitch		" " "	276,2 - 230,1
78	"		" " "	275,7 - 230,3
79	"		" " "	278,5 - 228
80	Gigout 1956	1328	" " "	274,5 - 232,7
81	" "	1297	" " "	274,9 - 225
82	Neltner		" " "	280 - 225
83	Baeker <i>et al.</i> 1965	coupe 212	Dévonien moyen	279,5 - 232,5
84	" " " "	coupe 211	" "	279,4 - 232,5
85	" " " "	coupe 204 - 205	Dévonien inf. à moyen Viséen	276,5 - 236,7
86	Le Maître 1947	in Michard 82	Emsien inf.	274,8 - 231,7
87	" " "		" "	276,1 - 230,9
88	" " "		" "	276,7 - 230,5
89	" " "		" "	273,8 - 225,7
90	" " "		" "	279,2 - 231,1
91	Baëcker <i>et al.</i> 1965	205	" "	275,7 - 228,7
92	" " " "	203	" "	275,7 - 228,7

170

N° du gisement	Auteur - Année	N° de l'auteur	Age	Localisation
93	Rais-Assa 1981	RAR 111	Arenig	261,4 - 240,7
94	" " "	RAR 159	Ordovicien	271,5 - 235,9
95	" " "		Arenig	271 - 235
96	" " 1982	R.I.		261,55- 239,15
97	" " "	R.II	Arenig inf. à moyen	261,60- 236,85
98	Baeker <i>et al.</i> 1965	coupe 206	Viséen - Namurien	277,5(278)-227
99	" " "	" 207	Viséen - Namurien	277,2(277,5)-226,7
100	" " "	" 209	Viséen sup.	277,5(278)-227,5
101	" " "	" 213	Frasnien	277,5-229,7(230,1)
102	" " "	Sidi Bou Talaa	Dévonien moyen (?)	278,1(278,5)-229,2
103	Hoepffner <i>et al.</i> 1972	Sekhira es Sliman	Dévonien moyen inf.	269,9 - 218,3
104	Michard <i>et al.</i> 1982		Viséen sup.	273 - 220,3

171

Age	N° du gisement									
Cambrien moyen	17									
	44									
Ordovicien inférieur	11	16								
	12	93								
	13	94								
	14	95								
	15	97								
Silurien supérieur	10									
	21									
	28									
	29									
	38									
Dévonien inférieur	19	30	40	49	54	59	64	85	90	
	20	33	45	50	55	60	65	86	91	
	22	36	46	51	56	61	66	87	92	
	24	37	47	52	57	62	67	88		
	25	39	48	53	58	63	68	89		
Dévonien moyen	1	6	69	74	101					
	2	7	70	75	103					
	3	32	71	83						
	4	34	72	84						
	5	43	73	102						
Carbonifère inférieur	8	31	77	82						
	9	35	78	98						
	18	41	79	99						
	23	42	80	100						
	26	76	81	104						
Crétacé supérieur	27									

LISTE DES FOSSILES

Cette liste est donnée à titre indicatif et n'est pas conforme aux normes paléontologiques

Gisement 1 - Le Maître 1938

Calceola sandalina L.
Zaphrentides
Cyatophyllides
Favosites
Alveolites
Heliolites
Stromatopores

Gisement 2 - Le Maître 1938

Calceola sandalina L.
Zaphrentides
Cyatophyllides
Favosites
Alveolites
Heliolites
Stromatopores

Gisement 3 - Le Maître 1938-1947

Heliophyllum halli M. E. et H.
Calceola sandalina L.
Coenites escharoides Steininger
Heliolites porosus Goldf.
Actinostroma clathratum Nichols.
Phacops fecundus var. *major* Barrande
Spirifer aculeatus Schuchert
Paraspirifer cultrijugatus Roemer
Brachyspirifer carinatus

Gisement 4 - Le Maître 1938

Calceola sandalina L.
Zaphrentides
Cyatophyllides
Favosites
Alveolites
Heliolites
Stromatopores

Gisement 5 - Le Maître 1938-1947

Acanthophyllum heterophyllum M. E. et H.
Calceola sandalina L.
Alveolites fornicata var. *crassa* Le Maître

Gisement 6 - Gigout 1951 n° 1

Phacops fecundus Barr.
Atrypa reticularis L.

Gisement 7 - Gigout 1951 n° 8

Phacops fecundus Barr.
Atrypa reticularis L.

Gisement 8 - Gigout 1951 n° 14

Productella carerata Sow.
Productus (*Buxtonia*) *scabriculus* Martin
Cyrtospirifer verneuili Murch.
Spirifer julii Debée
Athyris royssil Léveillé
Rhynchonella (*Pugnax*) *pugnus* Martin
Rhynchonella letiensis Gosselet
Rhynchonella (*Camarotoechia*) *pleurodon* Phillips

Gisement 9 - Gigout 1951 n° 14 bis

Productella caperala Sow.
Productus (*Buxtonia*) *scabriculus* Martin
Cyrtospirifer verneuili Murch.
Spirifer julii Debée
Athyris royssil Léveillé
Rhynchonella (*Pugnax*) *pugnus* Martin
Rhynchonella letiensis Gosselet
Rhynchonella (*Camarotoechia*) *pleurodon* Phillips

Gisement 10 - Gigout 1951 n° 17

Acaste downingiae Murch.
Spirifer inchoans Barr.

Gisement 11 - Gigout 1951 n° 29

Calymene (*Synhomalonotus*) *tristani* Br.
Calymene (*Colpocoryphe*) *aragoi* Rou.
Redonia deshayesiana Rou.
Orthis budleighensis Davidson
Orthis gr. *calligramma* Dalman

Gisement 12 - Gigout 1951 n° 42

Didymograptus cf. *nitidus* Hall.
Ogygites desideratus Barrande
Orthys cf. *bussacensis* Sharpe

Gisement 13 - Gigout n° 66

Calymene (*Synhomalonotus*) *tristani* Br.
Calymene (*Colpocoryphe*) *aragoi* Rou.
Redonia deshayesiana Rou.

Gisement 14 - Gigout 1951 n° 67

Calymenella aff. *media* Barr.
Calymene (*Synhomalonotus*) *tristani* Br.
Calymene (*Colpocoryphe*) *aragoi* Rou.
Asaphus (*Basilicus*) *peltastes* Salter
Asaphus (*Plesiomegalaspis* ?) *imfouti* nov. sp.
Orthis budleighensis Davidson
Orthis gr. *calligramma* Dalman

Gisement 15 - Gigout 1951 n° 68

Ribeira sp. (*Phylloporidae*)
Homalonotus (*Plaesiacomia*) *rarus corda*
Homalonotus sp.
Calymene (*Synhomalonotus*) *tristani* Br.
Orthis budleighensis Davidson

Gisement 16 - Gigout 1951 n° 117

Asaphus (*Plesiomegalaspis* ?) *imfouti* sp. nov.

Gisement 17 - Gigout 1951 n° 171

Paradoxides rugulosus corda
Liostracus tener Hartt. var.
Hortshillia marocana Gig.

Gisement 18 - Gigout 1951 n° 183

Spirifer (*Cyrtospirifer*) *verneuili* Murch.

Gisement 19 - Gigout 1951 n° 134

Spirifer (*Acrospirifer*) *pellico* d'Arch. et de Vern.
Rhynchonella eucharis Barr.

Gisement 20 - Gigout 1951 n° 185

Pentamerus multiplicatus Roemer

Gisement 21 - Gigout 1951 n° 187

Spirifer inchoans Barr.
Rhynchonella cf. *ancillans* Barr.

Gisement 22 - Gigout 1951 n° 191

Schizophoria provulvaria Maurer
Leptaena rhomboidalis Wilck
Stropheodonta (*Leptostrophia*) *explanata* Sow.
Spirifer (*Hysterolites*) *hystericus* Schlot
Athyris concentrica von Buch.
Athyris undata Defrance
Rhynchonella (*Camarotoechia*) cf. *daleidensis* Schnur.

Gisement 23 - Gigout 1951 n° 410

Leptaria rhomboidalis Wilck
Productus costatus Sow.
Productus giganteus Martin
Danesiella comoides Sow.
Spirifer grandicostatus Mc Coy
Martinia glabra var. *symetrica* Sow.
Rhynchonella (*Pugnax*) *acuminata* Martin

Gisement 24 - Gigout 1951 n° 412

Proetus bohemicus corda
Leptaena rhomboidalis Wilck
Atrypa reticularis L.
Spirifer cf. *rousseui* Rouault
Spirifer (*Hysterolites*) *jaschei* A. Roemer

Gisement 25 - Gigout 1951 n° 414

Rhynchonella cf. *tetratoma* Schnur

Gisement 26 - Gigout 1951 n° 426

Spirifer Bisucaltus Sow.
Martinia glabra var. *symetrica* Sow.
Rhynchonella (*Camarotoechia*) *pleurodon* Phillips
Orthotetes cf. *crenistria* Phillips

Gisement 27 - Gigout 1951 n° 444

Corbis rotundata
Cardium (*Granocardium*) *proboscideum* Sow.

Gisement 28 - Gigout 1951 n° 445

Homalonotus cf. *roemeri* de Kon.
Proetus ryckholti Barr.
Orthis cf. *elegantula* Dalman
Spirifer inchoans Barr.
Rhynchonella (*incinulus*) *tarda* Barr.
Rhynchonella cf. *ancillans* Barr.

Gisement 29 - Gigout 1951 n° 446

Spirifer inchoans Barr.
Rhynchonella (*uncinulus*) *tarda* Barr.
Rhynchonella cf. *ancillans* Barr.

Gisement 30 - Gigout 1951 n° 452

Gisement 31 - Gigout 1951 n° 452

Vég. *Adiandites* sp.
Sphenopteris sp.
Posidonomya sp.

Gisement 32 - Gigout 1951 n° 631

Dechenella (*Dechenella*) *gigouti* R. et E. Richter
Atrypa reticularis L.
Pentamerus biplicatus Schnur.
Rhynchonella (*Pugnax*) *acuminata* Martin
Rhynchonella (*uncinulus*) *primipilaris* von Buch.

Gisement 33 - Gigout 1951 n° 632

Atrypa reticularis
Spirifer hysterolesites jaschei A. Roemer

Gisement 34 - Gigout 1951 n° 786

Phacops fecundus
Acidaspis (*Ceratocephala*) *laportei corda*
Scutellum dormitzeri
Leptaena rhomboidalis
Strophomena cf. *hipponix* Schnur.
Atrypa reticularis L.
Pentamerus multiplicatus Roemer

Gisement 35 - Gigout 1951 n° 787

Phillipsia sp.
Productus costatus Sow.

Martinia glabra var. *symetrica* Sow.
Athyris sp.
Rhynchonella (*Camarotoechia*) *pleurodon* Phillips
Orthotetes cf. *crenistria* Phillips

Gisement 36 - Gigout 1951 n° 792

Spirifer cf. *nerei* Barr.
Spirifer cf. *togatus* Barr.

Gisement 37 - Gigout 1951 n° 793

Homalonotus gervillei de Vern.

Gisement 38 - Gigout 1951 n° 802

Rhynchonella cf. *ancillans* Barr.

Gisement 39 - Gigout 1951 n° 881

Spirifer cf. *rousseaui* Rouault

Gisement 40 - Gigout 1951 n° 883

Spirifer (*Acrospirifer*) *fallax* Giebel

Gisement 41 - Gigout 1951 n° 884

Productus giganteus Martin
Spirifer striatus Martin

Gisement 42 - Gigout 1951 n° 884

Productus concinnus Sow.
Productus costatus Sow.
Productus longispinus Sow.
Productus tessellatus de Kon.
Productus giganteus Martin
Spirifer trigonalis Martin

Gisement 43 - Gigout 1951 n° 889

Phacops fecundus Barr.
Uncinulus orbignyanus de Vern.

Gisement 44 - Gigout 1951 n° 36

Hartshillia marocana nov. sp.

Gisement 45 - Gigout 1956 n° 1298

Plantes

Gisement 46 - Gigout 1956 n° 801

Cleistopora geometrica M. Ed. et H.
Aulopora serpens Goldfuss
Orthis circularis Sow.
Strophomena hipponix Schnur.
Hysterolesites hystericus Schlot.
Brachyspirifer rousseaui Rouault
Spirifer nerei Barr.
Hypothyridina eucharis Barr.

Gisement 47 - Gigout 1956 n° 1293

Delthyris inchoans Barr.
Rhynchonella ancillans Barr.

Gisement 48 - Gigout 1956 n° 1294

Athyris concentrica v. Buch.

Gisement 49 - Gigout 1956 n° 1296

Cleistopora geometrica M. Ed. et H.
Atrypa reticularis L.
Athyris concentrica v. Buch.

Gisement 50 - Gigout 1956 n° 1299

Bryozoaires

Gisement 51 - Gigout 1956 n° 1300

Athyris undata Defrance
 Bryozoaires

Gisement 52 - Gigout 1956 n° 1301

Cleistopora geometrica M. Ed. et H.
Hysterolites hystericus Schlot
Athyris concentrica v. Buch.
Athyris undata Defrance

Gisement 53 - Gigout 1956 n° 1303

Atrypa reticularis L.
Costispirifer bischofi A. Roemer
Athyris concentrica v. Buch.
Uncinulus subwilsoni d'Orb.

Gisement 54 - Gigout 1956 n° 1303

Orthis elegantula Dalm.
Athyris concentrica v. Buch.
Rhynchonella ancillans Barr.

Gisement 55 - Gigout 1956 n° 1308

Orthis circularis Sow.
Schizophoria provulvaria Maurer
Leptaena rhomboidalis Wilck
Atrypa reticularis L.
Brachyspirifer carinatus Schnur
Brachyspirifer rousseaui Rouault
Athyris concentrica v. Buch.
Athyris undata Defrance
Hypothyridina eucharis Barr.

Gisement 56 - Gigout 1956 n° 1312

Brachyspirifer rousseaui Rouault

Gisement 57 - Gigout 1956 n° 1314

Cleispora geometrica M. Ed et H.
Athyris concentrica v. Buch.

Gisement 58 - Gigout 1956 n° 1358

Leptaena rhomboidalis Wilck.
Brachyspirifer rousseaui Rouault
Spirifer nereis Barr.
Athyris concentrica v. Buch.
Camarotoechia daleidensis Schnur.
Camarotoechia nympha Barr.

Gisement 59 - Le Maître in Gigout 1956

Hysterolites hystericus Schlot
Spirifer subspeciosus de Vern.
Camarotoechia nympha Barr.
Trigleria oliviani Vern. arch.
Trigleria adrieni Vern. arch.

Gisement 60 - Gigout 1956 n° 1453

Asteropyge michelini Rouault
Orthis circularis Sow.
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Athyris concentrica v. Buch.
Uncinulus princeps Barr.

Gisement 61 - Gigout 1956 n° 1454

Cleistopora geometrica M. Ed. et H.
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Hysterolites hystericus Schlot
Brachyspirifer rousseaui Rouault
Rhynchonella emaciata Barr.

Gisement 62 - Gigout 1956 n° 1465

Cleistopora geometrica M. Ed. et H.
 Bryozoaires

Gisement 63 - Gigout 1956 n° 1467

Hysterolites pseudospeciosus Frech.
Brachyspirifer rousseaui Rouault

Gisement 64 - Gigout 1956 n° 1468

Cleistopora geometrica M. Ed. et H.
Orthis elegantula Dalm.
Delthyris inchoans Barr.
Athyris concentrica v. Buch.
Rhynchonella ancillans Barr.

Gisement 65 - Gigout 1956 n° 1471

Cleistopora geometrica M. Ed. et H.

Gisement 66 - Gigout 1956 n° 1473

Cleistopora geometrica M. Ed. et H.
Acaste downingiae Murch
Athyris concentrica v. Buch.

Gisement 67 - Gigout 1956 n° 1476

Spirifer nereis Barr.
Athyris concentrica v. Buch.
Rhynchonella amalthea Barr.

Gisement 68 - Gigout 1956 n° 1485

Spirifer nereis Barr.
Bryozoaires

Gisement 69 - Le Maître in Gigout 1956

Calceola sandalina sandalina L.
Autres Coelentérés

Gisement 70 - H. Termier in Gigout 1956

Calceola sandalina forme large
Scutellum costatum Pusch.
Acrospirifer undiferus F. Roemer
Athyris concentrica v. Buch.
Atrypa reticularis L.

Gisement 71 - Gigout 1956 n° 1292

Calceola sandalina sandalina L.
Heliophyllum halli M. Ed. et H.
Autres Coelentérés

Gisement 72 - Gigout 1956 n° 1480

Coelentérés
Scutellum dormitzeri Barr.
Orthis striatula d'Orb.

Gisement 73 - Gigout 1956

Scutellum dormitzeri Barr.

Gisement 74 - Gigout 1956

Phacops fecundus Barr.
Proetus sp.
Scutellum flabelliferum Goldfuss
Orthis striatula d'Orb.
Leptaena rhomboidalis Wilck.
Spirifer laevicostata Valenc.
Spirifer sp. I
Atrypa reticularis L.

Gisement 75 - Gigout 1956 n° 794

Striatopora tenuis Lecompte
Thamnopora boloniensis Gosselet
Heliolites intermedius Le Maître
Autres Coelentérés

Gisement 76 - H. Termier in Gigout 1956

Coelentérés
Productus semireticulatus Martin
Spirifer bisulcatus Sow.
Martinia glabra var. *decora* Phillips
Reticularia lineata var. *elliptica* Phillips

Gisement 77 - Yovanovitch in Gigout 1956

Daviesiella comoides Sow.

Gisement 78 - Yovanovitch in Gigout 1956

Productus giganteus Martin

Gisement 79 - Yovanovitch

Davisiella comoides Sow.

Gisement 80 - Gigout 1956 n° 1328

Coelentérés
Spirifer striatus Martin

Gisement 81 - Gigout 1956 n° 1297

Productus concinnus Sow.
Spirifer bisulcatus Sow.
Athyris royssii Lév.
Athyris sp.
Camarotoechia pleurodon Phillips
Pugnax acuminatus Martin

Gisement 82 - L. Nelter in Gigout 1956

Daviesiella comoides Sow.

Gisement 83 - Baecker et al. 1965 coupe 212

Ostracodes
Bryozoaires
Homalonotides
Tentaculitoidae (Volynites)

Gisement 84 - Baecker et al. 1965 coupe 211

Opikina imbrex
Isoorthis sp.
Howellella mercuri Gosselet
Lanceomyonia borealiformis Siem
Athyris sp.
Acastella patula Hollard
Warburgella rugulosa Alth.
Conocardium sp.
Ostracodes

Gisement 85 - Baecker et al. 1965 coupe 204-205

Brachyspirifer rousseaui Rouault
Brachyspirifer sp. cf. *crassicostata* Scupin
Camarotoechia nymphe Barr.
Eucharitina oehlerti
Oligoptycherhynchus daleidensis Stein.
Euryspirifer cf. *pellico* de Vern.
Athyris sougyi Drot
Meganteris inornata
Nuculites sp.

Gisement 86 - Le Maître 1938-1947

Heliophyllum halli M. Ed. et H.
Acantophyllum heterophyllum M. Ed. et H.
Acantophyllum multiseplatum Amansh.
Schizophyllum acanthicum Frech.
Calceola sandalina L.

Favosites granulosa Le Maître
Chaetes regularis Lecompte
Alveolites fornicata Schluter
Alveolites fornicata var. *crassa* Le Maître
Alveolites suborbicularis L.
Heliolites porosus Goldf.
Scutellum (Metascutellum) pustulatum Barrande
Scutellum umbellifer Beyrich
Pentamerus multiplicatus Roemer

Gisement 87 - Le Maître 1938-1947

Heliophyllum halli M. Ed. et H.
Calceola sandalina L.
Chaetetes rotundus Lecompte
Heliolites intermedius Le Maître
Phacops fecundus var. *major*
Spirifer aculeatus Schuchert
Paraspirifer cultrijugatus
Brachyspirifer carinatus

Gisement 88 - Le Maître 1938-1947

Heliophyllum halli M. Ed. et H.
Calceola sandalina L.
Phacops fecundus var. *major*
Spirifer aculeatus Schuchert
Paraspirifer cultrijugatus
Brachyspirifer carinatus

Gisement 89 - Le Maître 1938-1947

Thamnopora marucchiensis Le Maître

Gisement 90 - Le Maître 1938-1947

Actinostroma verrucosum Goldf.

Gisement 91 - Baecker et al. 1965 coupe 203

Athyridea
Spirifer sp. cf. *jaschei*
Acrospirifer pellico
Leptaena rhomboidalis
Atrypa reticularis
Camarotoechia sp.
Brachyspirifer crassicosatus Scupin
Ptychospira sp.

Gisement 92 - Baecker et al. 1965

Archaediscus gr. *convexus*
Archaediscus gr. *chernoussovensis*
Paleotextulariidae
Endothyranopsis crassus crassa
Archaediscus karreri Bradey
Archaediscus cf. *verteus*
Archaediscus cf. *sateei*
Endothyranopsis gr. *crassus*
Globoendothyra sp.
Janichewskina sp.
Koninckopora sp.

Gisement 93 - Rais-Assa 1981

Tetragraptus sp. ou *Corymbograptus* sp. (détermination Willefert)
Asaphidae plesiomegalaspis sp. (détermination Destombes)

Gisement 94 - Rais-Assa 1981

Asaphidae (détermination Destombes)

Gisement 95 - Rais-Assa 1981

Asaphidae plesiomegalaspis sp. (détermination Destombes)

Gisement 96 - Rais-Assa 1982

Neseuretus sp. (détermination Destombes)
Brachiopodes
Lamellibranches
Grands Lingulidés

Gisement 97 - Rais-Assa 1982

Neseuretus sp., *arenosus* ou *attenuatus* (détermination Destombes)
Colpocoryphe sp. (détermination Destombes)

Gisement 98 - Baeker et al. 1965 coupe 206

Gisement 99 - " " " " " 207

Gisement 100 - " " " " " 209

Gisement 101 - " " " " " 213

Gisement 102 - " " " " Sidi Bou Talaa

Gisement 103 - Hoepffner et al. 1972

(déterminations Hollard)

Atrypa reticularis Linné
Plectospira sp. cf. *ferita* Hall
Dalmanellacea indéterm.
Entroques

Gisement 104 - Michard et al. 1978

Antiquatonia costata
Dielasna sp.
Rhipidomella sp. cf. *Acanthoplecta mesolobate*
"Zaphrentis" sp.

A N N E X E . II

CALCULS PETROCHIMIQUES

ECHANTILLON No : 589
LOCALISATION : MAROC
ANALYSE : M.O. LAI - MARSEILLE

ANALYSE No589

SiO2	=	49.40
TiO2	=	1.57
Al2O3	=	13.92
Fe2O3	=	4.64
FeO	=	3.80
MnO	=	.11
MgO	=	5.77
CaO	=	6.78
Na2O	=	3.52
K2O	=	.01
P2O5	=	.04
CO2	=	0.00
H2O+	=	10.08
H2O-	=	.25
TOTAL	=	99.89

NORME CIPW *

QUARTZ	=	4.89
ORTHOSE	=	.07
ALBITE	=	33.22
ANORTHITE	=	24.71
NEPHELINE	=	0.00
LEUCITE	=	0.00
REGYRINE	=	0.00
META-Na2O	=	0.00
META-K2O	=	0.00
DIOPSIDE	=	10.25
WOLLASTONITE	=	0.00
HYPERSTHENE	=	20.70
OLIVINE	=	0.00
MAGNETITE	=	2.39
HEMATITE	=	0.00
ILMENITE	=	3.33
APATITE	=	.11
CALCITE	=	0.00
CORINDON	=	0.00

TOTAL-Calcite= 99.66

ANALYSE RECALCULEE
SANS EAU *

SiO2	=	55.16
TiO2	=	1.75
Al2O3	=	15.54
Fe2O3	=	1.65
FeO	=	7.42
MnO	=	.12
MgO	=	6.44
CaO	=	7.57
Na2O	=	3.93
K2O	=	.01
P2O5	=	.04

* FE3+/FE2+ = .20
(PERFIT et al 1981)

DIAGRAMMES TRIANGULAIRES

F = 46.51
M = 33.19
A = 20.30

Ca = 65.76
Na = 34.14
K = .10

INDICE DE DIFFERENCIATION

I.D. = 38.17

INDICE DE SOLIDIFICATION

I.S. = 33.19

Mg VALUE
(LUHR et CARMICHAEL 1981)
100Mg/Mg+Fe2+ = 56.56

CALCULS PETROCHIMIQUES

ECHANTILLON No : 642
LOCALISATION : MAROC
ANALYSE : M.O. LAI - MARSEILLE

ANALYSE No642

SiO2	=	46.29
TiO2	=	1.49
Al2O3	=	14.42
Fe2O3	=	2.01
FeO	=	7.90
MnO	=	.15
MgO	=	7.14
CaO	=	6.42
Na2O	=	4.55
K2O	=	.55
P2O5	=	.23
CO2	=	0.00
H2O+	=	7.27
H2O-	=	.25

TOTAL = 98.67

NORME CIPW *

QUARTZ	=	0.00
ORTHOSE	=	3.57
ALBITE	=	37.70
ANORTHITE	=	18.95
NEPHELINE	=	2.43
LEUCITE	=	0.00
REGYRINE	=	0.00
META-Na2O	=	0.00
META-K2O	=	0.00
DIOPSIDE	=	11.83
WOLLASTONITE	=	0.00
HYPERSTHENE	=	0.00
OLIVINE	=	18.98
MAGNETITE	=	2.86
HEMATITE	=	0.00
ILMENITE	=	3.11
APATITE	=	.60
CALCITE	=	0.00
CORINDON	=	0.00

TOTAL-Calcite= 100.03

ANALYSE RECALCULEE
SANS EAU *

SiO2	=	50.78
TiO2	=	1.63
Al2O3	=	15.82
Fe2O3	=	1.97
FeO	=	8.88
MnO	=	.16
MgO	=	7.83
CaO	=	7.04
Na2O	=	4.99
K2O	=	.60
P2O5	=	.25

* FE3+/FE2+ = .20
(PERFIT et al 1981)

DIAGRAMMES TRIANGULAIRES

F = 44.61
M = 32.31
A = 23.08

Ca = 55.73
Na = 39.50
K = 4.77

INDICE DE DIFFERENCIATION

I.D. = 43.70

INDICE DE SOLIDIFICATION

I.S. = 32.31

Mg VALUE
(LUHR et CARMICHAEL 1981)
100Mg/Mg+Fe2+ = 56.97

CALCULS PETROCHIMIQUES

ECHANTILLON No : 707
LOCALISATION : MAROC
ANALYSE : M.O. LAI - MARSEILLE

ANALYSE No 707

SiO₂ = 47.89
TiO₂ = 2.18
Al₂O₃ = 16.82
Fe₂O₃ = 3.63
FeO = 5.48
MnO = .12
MgO = 5.41
CaO = 3.58
Na₂O = 6.82
K₂O = .28
P₂O₅ = .63
CO₂ = 0.00
H₂O+ = 4.69
H₂O- = .17

TOTAL = 97.70

NORME CIPW *

QUARTZ = 0.00
ORTHOSE = 1.78
ALBITE = 39.89
ANORTHITE = 15.16
NEPHELINE = 12.03
LEUCITE = 0.00
AEGYRINE = 0.00
META-Na₂O = 0.00
META-K₂O = 0.00
DIOPSIDE = 12.35
WOLLASTONITE = 0.00
HYPERSTHENE = 0.00
OLIVINE = 13.01
MAGNETITE = 2.53
HEMATITE = 0.00
ILMENITE = 4.46
APATITE = 1.61
CALCITE = 0.00
CORINDON = .14

TOTAL-Calcite = 102.96

ANALYSE RECALCULEE
SANS EAU *

SiO₂ = 51.58
TiO₂ = 2.35
Al₂O₃ = 18.12
Fe₂O₃ = 1.74
FeO = 7.85
MnO = .13
MgO = 5.83
CaO = 3.86
Na₂O = 7.35
K₂O = .30
P₂O₅ = .68

* FE₃+ / FE₂+ = .20
(PERFIT et al 1981)

DIAGRAMMES TRIANGULAIRES

F = 41.48
M = 25.31
A = 33.21

Ca = 33.52
Na = 63.86
K = 2.62

INDICE DE DIFFERENCIATION

I.D. = 53.71

INDICE DE SOLIDIFICATION

I.S. = 25.31

Mg VALUE
(LUHR et CARMICHAEL 1981)
100Mg / (Mg+Fe₂+) = 52.68

CALCULS PETROCHIMIQUES

ECHANTILLON No : 1182
LOCALISATION : MAROC
ANALYSE : M.O. LAI - MARSEILLE

ANALYSE No 1182

SiO₂ = 50.10
TiO₂ = 1.84
Al₂O₃ = 15.72
Fe₂O₃ = 8.19
FeO = 1.62
MnO = .10
MgO = 2.50
CaO = 8.90
Na₂O = 3.66
K₂O = 1.38
P₂O₅ = .26
CO₂ = 0.00
H₂O+ = 4.65
H₂O- = 1.13

TOTAL = 100.05

NORME CIPW *

QUARTZ = 1.55
ORTHOSE = 8.66
ALBITE = 32.81
ANORTHITE = 23.71
NEPHELINE = 0.00
LEUCITE = 0.00
AEGYRINE = 0.00
META-Na₂O = 0.00
META-K₂O = 0.00
DIOPSIDE = 18.06
WOLLASTONITE = 0.00
HYPERSTHENE = 7.65
OLIVINE = 0.00
MAGNETITE = 2.56
HEMATITE = 0.00
ILMENITE = 3.71
APATITE = .65
CALCITE = 0.00
CORINDON = 0.00

TOTAL-Calcite = 99.36

ANALYSE RECALCULEE
SANS EAU *

SiO₂ = 53.15
TiO₂ = 1.95
Al₂O₃ = 16.68
Fe₂O₃ = 1.77
FeO = 7.95
MnO = .11
MgO = 2.65
CaO = 9.44
Na₂O = 3.88
K₂O = 1.46
P₂O₅ = .28

* FE₃+ / FE₂+ = .20
(PERFIT et al 1981)

DIAGRAMMES TRIANGULAIRES

F = 54.66
M = 15.03
A = 30.30

Ca = 63.85
Na = 26.26
K = 9.90

INDICE DE DIFFERENCIATION

I.D. = 43.02

INDICE DE SOLIDIFICATION

I.S. = 15.03

Mg VALUE
(LUHR et CARMICHAEL 1981)
100Mg / (Mg+Fe₂+) = 33.36

CALCULS PETROCHIMIQUES

ECHANTILLON No :1322
LOCALISATION : MAROC
ANALYSE : M.O. LAI - MARSEILLE

ANALYSE No1322	
SiO2	= 49.60
TiO2	= 1.57
Al2O3	= 14.95
Fe2O3	= 3.64
FeO	= 5.32
MnO	= .11
MgO	= 6.32
CaO	= 4.74
Na2O	= 4.22
K2O	= .03
P2O5	= .09
CO2	= 0.00
H2O+	= 9.14
H2O-	= .35
TOTAL	= 100.08
NORME CIPW *	
QUARTZ	= 1.72
ORTHOSE	= .20
ALBITE	= 39.37
ANORTHITE	= 23.99
NEPHELINE	= 0.00
LEUCITE	= 0.00
AEGRINE	= 0.00
META-Na2O	= 0.00
META-K2O	= 0.00
DIOPSIDE	= 1.14
WOLLASTONITE	= 0.00
HYPERSTHENE	= 27.30
OLIVINE	= 0.00
MAGNETITE	= 2.55
HEMATITE	= 0.00
ILMENITE	= 3.29
APATITE	= .24
CALCITE	= 0.00
CORINDON	= 0.00
TOTAL-Calcite=	99.79

ANALYSE RECALCULEE
SANS EAU *

SiO2	= 54.75
TiO2	= 1.73
Al2O3	= 16.50
Fe2O3	= 1.76
FeO	= 7.91
MnO	= .12
MgO	= 6.98
CaO	= 5.23
Na2O	= 4.66
K2O	= .03
P2O5	= .10

* FE3+/FE2+ = .20
(PERFIT et al 1981)

DIAGRAMMES TRIANGULAIRES

F = 45.16
M = 32.79
A = 22.05

Ca = 52.73
Na = 46.94
K = .33

INDICE DE DIFFERENCIATION

I.D. = 41.29

INDICE DE SOLIDIFICATION

I.S. = 32.79

Mg VALUE
(LUHR et CARMICHAEL 1981)
100Mg/Mg+Fe2+ = 56.96

CALCULS PETROCHIMIQUES

ECHANTILLON No :1325
LOCALISATION : MAROC
ANALYSE : M.O. LAI - MARSEILLE

ANALYSE No1325	
SiO2	= 52.81
TiO2	= 1.64
Al2O3	= 14.50
Fe2O3	= 1.90
FeO	= 6.51
MnO	= .09
MgO	= 4.76
CaO	= 3.68
Na2O	= 3.59
K2O	= .01
P2O5	= .06
CO2	= 0.00
H2O+	= 10.04
H2O-	= .44
TOTAL	= 100.03
NORME CIPW *	
QUARTZ	= 10.28
ORTHOSE	= .07
ALBITE	= 33.08
ANORTHITE	= 20.01
NEPHELINE	= 0.00
LEUCITE	= 0.00
AEGRINE	= 0.00
META-Na2O	= 0.00
META-K2O	= 0.00
DIOPSIDE	= 16.37
WOLLASTONITE	= 0.00
HYPERSTHENE	= 15.05
OLIVINE	= 0.00
MAGNETITE	= 2.46
HEMATITE	= 0.00
ILMENITE	= 3.48
APATITE	= .16
CALCITE	= 0.00
CORINDON	= 2.24
TOTAL-Calcite=	104.00

ANALYSE RECALCULEE
SANS EAU *

SiO2	= 58.97
TiO2	= 1.83
Al2O3	= 16.19
Fe2O3	= 1.70
FeO	= 7.65
MnO	= .10
MgO	= 5.32
CaO	= 4.11
Na2O	= 4.01
K2O	= .01
P2O5	= .07

* FE3+/FE2+ = .20
(PERFIT et al 1981)

DIAGRAMMES TRIANGULAIRES

F = 49.85
M = 28.55
A = 21.60

Ca = 50.55
Na = 49.31
K = .14

INDICE DE DIFFERENCIATION

I.D. = 44.22

INDICE DE SOLIDIFICATION

I.S. = 28.55

Mg VALUE
(LUHR et CARMICHAEL 1981)
100Mg/Mg+Fe2+ = 51.04

BIBLIOGRAPHIE

- ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1972a). - Présence de décrochements dans la Meseta sud-orientale du Maroc central. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 274, p. 653-656.
- ALLARY A., ANDRIEUX J., LAVENU A. et RIBEYROLLES M. (1972b). - Les nappes hercyniennes de la Meseta sud-orientale (Maroc central). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 274, p. 2284-2287.
- ALLIX P. (1978). - Coupes lithologiques mesurées dans les terrains paléozoïques de la Meseta côtière, entre Imfout et Oulad Abbou (Maroc). Rapport de mission (juillet-septembre 1978). *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, Fr.*, (X), n° 28.
- ARTHAUD F. et MATTAUER M. (1969). - Niveau structural, faciès tectonique, profil tectonique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 268, p. 1161-1164.
- BAEKER H., GENDROT C. et NEGRONI P. (1965). - Stratigraphie du Silurien, Dévonien et Carbonifère inférieur dans la région du bord sud de la Meseta marocaine. *Bur. Rech. Part. min.*, Rabat, inéd.
- BARD J.P. (1980). - Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques. Masson éd., Paris, 192 p.
- BARTHOUX J. (1924). - Les massifs du Djebilet et des Rehamna (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 179, p. 504-506.
- BORDONARO M., CAILLEUX Y., CHALOUAN A., HOEPFFNER C., MICHAUD A. et PIQUE A. (1977). - Les zones structurales de la Meseta côtière. *5e Réun. ann. Sci. Terre, Rennes, Fr.*, 19-24 avril, p. 89.
- CHAURIS L. et HUVELIN P. (1964). - Présence du béryl dans le massif des Rehamna (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 8, p. 325.
- CHEROTZKY G. et CHOUBERT G. (1973). - Recueil d'analyses des roches éruptives et métamorphiques du Maroc. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 239, 202 p.
- CORNEE J.-J. (1980a). - Déformations superposées dans le Sud des Rehamna (Maroc hercynien). Etude de la nouvelle tranchée de chemin de fer des phosphates de Benguerir. *8e Réun. ann. Sci. Terre, Marseille, Fr.*, 21-23 février, p. 106.
- CORNEE J.-J. (1980b). - Déformations superposées dans le Sud du massif hercynien des Rehamna dans la région de Benguerir (Maroc). Tectonique tangentielle tardi-hercynienne. Rapport de mission (oct.-nov.-déc. 1979), *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, Fr.*, (X), n° 37, 21 p., 5 pl. h.-t.
- CORNEE J.-J. (1982). - Etude lithostratigraphique et tectono-métamorphique des Rehamna sud-orientales. Plissements et nappes. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, Fr.*, (B), n° 20, 175 p., 7 pl. h.-t.
- CORNEE J.-J. et MULLER J. (1981). - Evolution tectonique des roches métamorphiques de la partie orientale du massif hercynien des Rehamna (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 293, p. 453-455.
- CORNEE J.-J., MULLER J. et SOUGY J. (1982). - Style et âge des nappes hercyniennes dans le massif des Rehamna (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, t. 293, p. 453-455.
- CORNEE J.-J., COSTAGLIOLA C. et LEGLISE H. (à paraître). - Lithologie et tectonique des terrains anté-cénomaniens d'El Jadida (Meseta marocaine occidentale). *Bull. Fac. Sci.*, Marrakech, Maroc.

- CORNEE J.-J., COSTAGLIOLA C., LEGLISE H., WILLEFERT S. et DESTOMBES J. (à paraître). - Précisions stratigraphiques sur l'Ordovicien supérieur et le Silurien du synclinal d'Oulad Abbou, Meseta marocaine occidentale. Manifestations volcaniques au Silurien. *Ann. Soc. géol. Nord, Lille, Fr.*
- DELEPINE G. et YOVANOVITCH B. (1938). - Sur la présence de grès du Fammenien et de calcaires coralligènes du Dévonien moyen à Mechra Ben Abbou (Maroc occidental). *C. R. Acad. Sci., Paris, t. 206, p. 119-121.*
- DESTOMBES J. (1971). - L'Ordovicien au Maroc. Essai de synthèse stratigraphique. in : *Coll. Ordovicien-Silurien, Brest, Mém. Bur. Rech. géol. min., Paris, n° 73, p. 237-263.*
- DESTOMBES J. et JEANNETTE A. (1966). - Mémoire explicatif de la carte géotechnique de la Meseta côtière à l'Est de Casablanca, au 1/50 000. Régions de Mohammedia, Bouznika, Ben-Slimane. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 180 bis, 104 p., 1 carte h.-t.*
- EL HASSANI A. (1979). - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Sidi bou Othmane, Jebilet centrales - Maroc. Rapport de mission oct.-déc. 1978. *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, Fr., (X), n° 31, 21 p., 2 cartes.*
- EL HASSANI A. (1980a). - Lithostratigraphie et chronologie des minéraux de métamorphisme dans l'unité de Sidi Bou Othmane. Jebilet centrales, Maroc hercynien. *8e Réun. ann. Sci. Terre, Marseille, Fr., 21-23 février, p. 137.*
- EL HASSANI A. (1980b). - Etude lithostratigraphique, tectonique et pétrologique de la région de Sidi Bou Othmane (Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution du segment hercynien des Jebilet centrales. Thèse 3e cycle, Univ. Aix-Marseille III, St-Jérôme, Fr., 15 juillet, 114 p., 4 pl. h.-t.
- GUEZOU J.-C. et MICHARD A. (1976). - Note sur la structure du môle côtier mésétien dans l'Ouest des Rehamna (Maroc hercynien). *Sci. Géol., Bull., Strasbourg, Fr., t. 29, p. 171-182.*
- HANSEN E. (1971). - Strain facies. George Allen and Unwin ed., London, 207 p.
- HOBBS B., MEANS W.D. et WILLIAMS P.F. (1976). - An outline of structural geology. Wiley intern. ed., London.
- HOEPFFNER C., JENNY P., MICHARD A. et PIQUE A. (1972). - Nouvelles observations sur la stratigraphie dans le Paléozoïque dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D, t. 275, p. 1737-1740.*
- HOEPFFNER C., JEANNETTE D., JENNY P., MICHARD A. et PIQUE A. (1974). - Cristallogénèse mésozonale, cisaillements intrafoliaires et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *2e Réun. ann. Sci. Terre, Pont-à-Mousson, Fr., 22-26 avril, p. 219.*
- HOEPFFNER C. (1974). - Contribution à la géologie structurale des Rehamna (Meseta marocaine méridionale). Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Est du massif. Thèse 3e cycle, Univ. Strasbourg, Fr., 92 p., 1 carte au 1/50 000.
- HOEPFFNER C., JEANNETTE D., MICHARD A. et PIQUE A. (1975). - Relations entre une tectonique de décrochement et un métamorphisme à disthène dans le massif hercynien des Rehamna (Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr., Paris, sér. 7, t. 17, p. 421-429.*
- HOEPFFNER C., JENNY P. et PIQUE A. (1975). - La tectogenèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc). Ecaillages et coulissements synmétamorphiques en bordure du môle côtier mésétien. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg, Fr., t. 28, p. 179-203.*
- HOLLARD H. (1967). - Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. Intern. Symp. Devonian Syst., Calgary, Can., 1967, v. 1, publ. Alberta Soc. Petrol. Geol., p. 203-244.
- HOLLARD H., HUVELIN P. et MAMET B. (1977). - Stratigraphie du Viséen supérieur des Jebilet et âge de la nappe des Jebilet orientales, Maroc. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, t. 37, n° 267, p. 7-22.*

- HORON O. et OWODENKO B. (1952). - Charbon in : *Géologie des gîtes minéraux marocains. Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 87, p. 239-250.*
- ELLENBERGER F. (1963). - Rabotage basal ou troncature basale ? Réflexions sur les charriages cisailants. *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D, t. 257, p. 468-471.*
- GENDROT C. (1973). - Environnements du Dévonien récifal au Maroc. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, t. 34, n° 254, p. 55-70.*
- GENDROT C., KERGOMARD D. et RABATE J. (1969). - Etudes des formations récifales du Dévonien de la Meseta occidentale. *Bur. Rech. Part. min., Rabat, inéd.*
- GIGOUT M. (1951). - Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et Safi). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 86, t. I, 507 p., t. II : 18 pl. photo., 9 pl. cartes et fig. h.-t.*
- GIGOUT M. (1952). - La terminaison orientale du massif ancien des Rehamna. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 95, p. 33-43.*
- GIGOUT M. (1955). - Recherches géologiques à Mechra Benabbou. *Trav. Inst. sci. chérif., Rabat, Sér. Géol. et Géogr. phys., n° 3, 67 p., 1 carte h.-t.*
- GIGOUT M. (1956). - Les conglomérats métamorphiques des Rehamna et roches associées. *Trav. Inst. sci. chérif., Sér. Géol. et Géogr. phys., Rabat, n° 4, 149 p., 20 pl. h.-t., 1 carte h.-t.*
- GIGOUT M. (1956). - Sur les déformations plastiques, dans les conditions du métamorphisme régional, des conglomérats du Nord des Rehamna (Maroc occidental). *C. R. Acad. Sci., t. 242, Paris, t. 242, p. 390-392.*
- GIGOUT M. (1965). - Notice explicative de la carte géologique de la Meseta entre Mechra ben Abbou et Safi (Doukkala et massif des Rehamna). *Notes et Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat, n° 84 bis, 48 p., 1 pl. h.-t.*
- GIROD M. (1978). - Les roches volcaniques. Pétrologie et cadre structural. Doin édit., Paris, 239 p.
- GRAHAM J.R. (1982). - Wave-dominated shallow marine sediments in the lower Carboniferous of Morocco. *J. Sed. Petrol., t. 52, n° 4, p. 1271-1276.*
- HUVELIN P. (1967). - Nappe de glissement précoce hercynienne dans les Jebilet (Maroc). *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D, t. 265, p. 1039-1042.*
- HUVELIN P. (1970). - Chevauchements et écaillages précoces hercyniens des terrains antévisséens dans le domaine atlasique (Maroc). *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D, t. 270, p. 2760-2763.*
- HUVELIN P. (1977). - Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). *Notes Mém. Serv. Carte géol. Maroc, Rabat, n° 232 bis, 308 p., 3 cartes.*
- JENNY P. (1974). - Contribution à la géologie structurale des Rehamna. Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans le centre du massif. Thèse 3e cycle, Univ. Strasbourg, Fr., 111 p., 1 carte au 1/50 000.
- JENNY P. et LE MARREC A. (1980). - Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït Tamlil (Haut-Atlas central, Maroc). *Eclogae geol. Helv., v. 73/3, p. 681-696.*
- KERGOMARD D. (1970). - Contribution à l'étude du Siluro-Dévonien de la Meseta occidentale. *Bur. Rech. Part. min., Rabat, inéd.*
- LEMAITRE D. (1938). - Sur quelques gisements fossilifères des calcaires dévoniens de Mechra-Ben-Abbou (Maroc occidental). *C. R. Acad. Sci., Paris, t. 206, p. 119.*
- MICHARD A. (1967). - Plissement concentrique, plissement synschisteux et granitisation dans le Cambro-Ordovicien des Rehamna occidentaux (Maroc). *C. R. somm. Soc. géol. Fr., Paris, fasc. 8, 347-348.*
- MICHARD A. (1968a). - Une zone à staurotide et disthène dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D, t. 266, p. 1639-1642.*

- MICHARD A. (1968b). - La zone à staurotide et disthène des Rehamna (Maroc hercynien), une échine tardi-tectonique. *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. D*, t. 266, p. 1813-1816.
- MICHARD A. (1969). - Fractures profondes et décrochements dans les Rehamna (Maroc hercynien). *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, Paris, p. 89-90.
- MICHARD A. (1976). - Eléments de géologie marocaine. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 252, 408 p., 1 carte au 1/3 000 000.
- MICHARD A. (1978). - Brève description du segment calédonno-hercynien du Maroc. *Geol. Surv. Can.*, paper 78-13, p. 213-230.
- MICHARD A., coord. (1982). - Le massif paléozoïque des Rehamna (Maroc). Stratigraphie, tectonique et pétrogenèse d'un segment de la chaîne varisque. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, Rabat, n° 303, 180 p., 1 carte h.-t.
- MICHARD A., HOEPFFNER C. et JENNY P. (1978). - Le couloir de cisaillement calédonno-hercynien de la Meseta occidentale sur la transversale de Mechra-ben-Abbou (Rehamna, Maroc). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. 20, n° 6, p. 889-894.
- MICHARD A. et PIQUE A. (1979). - The variscan belt in Morocco : structure and developmental model. In : *The Caledonides in the U.S.A.*, IGCP symp., project 27, Blacksburg, p. 317-322.
- MICHARD A., YAZIDI A., BENZIANE F., HOLLARD H. et WILLEFERT S. (1982). - Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Sahara margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, v. 10, p. 253-256.
- MULLER J., RAMSAY D., SOUGY J. et STURT B. (1979). - Structures en nappes des Jebilet hercyniennes, Meseta marocaine. *10e Coll. Géol. afr.*, Montpellier, Fr., 25-27 avril, p. 121.
- MULLER J., RAIS-ASSA R. et CORNEE J.-J. (1983). - Evolution du segment hercynien de la Meseta marocaine : Styles, âge et origine des nappes. *12e Coll. Géol. afr.*, Tervuren, Belg., p. 70.
- MULLER J. et SOUGY J. (à paraître). - Restitution des structures hercyniennes de la Meseta marocaine avant les charriages. Trois images successives marquant l'évolution du segment plissé. In : *Le Maroc et l'orogène paléozoïque.*, IGCP symp., project 27, Rabat, Maroc, août-septembre 1983.
- MULLER J., SOUGY J., ANDRE J.-P., CORNEE J.-J., GUIEU G., EL HASSANI A., HOUFFAIRI M., MAYOL S., OUKEMINI D., PONS D., POUTCHKOVSKY A., RAIS-ASSA R., TAHIRI A., ZAHRAOUI M. (à paraître). - La chaîne hercynienne de la Meseta marocaine, structures enracinées ou empilement de nappes. Deux coupes dans les Rehamna et Jebilet. In : *Le Maroc et l'orogène paléozoïque.*, IGCP symp., project 27, Rabat, Maroc, août-septembre 1983.
- NICOLAS A. et VIALON P. (1981). - Les mécanismes de déformation ductile dans les roches. *Mém. Soc. géol. fr.*, Paris, v. 10, p. 127-139.
- NELTNER L. (1932). - Carte géologique provisoire de Mechra-Ben-Abbou Est au 1/20.000. *Arch. Sci. géol. Maroc* (inédit).
- PIQUE A. (1972). - Contribution à la géologie structurale des Rehamna. Le matériel paléozoïque et son évolution hercynienne dans l'Ouest du Massif. Thèse 3e cycle Univ. Strasbourg, Fr., 101 p., 1 carte au 1/50.000.
- PIQUE A. (1973). - La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). I : Passage de la fracturation au flux plastique. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, Fr., t. 26, n° 2-3, p. 219-244.
- PIQUE A. (1975). - La déformation des conglomérats dans les zones métamorphiques des Rehamna (Meseta marocaine). II : Passage du plissement au cisaillement. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, Fr., t. 28, n° 3, p. 205-213.
- PIQUE A. (1979). - Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne : la Meseta marocaine nord-occidentale. Thèse Univ. Strasbourg, Fr. 253 p.

- PIQUE A. (1981). - Un segment de chaîne intracontinentale : la Meseta marocaine nord-occidentale. Influences des fractures du socle précambrien sur la sédimentation et la déformation de la couverture paléozoïque. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 7, t. XXIII, p. 3-10.
- PIQUE A. (1982). - Relation between stages of diagenetic and metamorphic evolution and the development of a primary cleavage in northwestern Moroccan Meseta. *J. Struc. Geol.* v. 4, n° 4, p. 491-500.
- PONS D. (1979). - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Kricha, Jebilet centrales, Maroc. Rapport de mission (oct.-nov.-déc. 1978). *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, Fr.*, (X), n° 32, 30 p., 2 cartes.
- POUTCHKOVSKY A. (1978). - Etude géologique et structurale des formations paléozoïques de la région de Bou Gader. Relations entre les Jebilet occidentales autochtones et centrales allochtones, Meseta marocaine. Thèse 3e cycle, Univ. Aix-Marseille III, Fr., 74 p., 1 carte.
- RAIS-ASSA R. (1981). - Etude photogéologique et bibliographique des Rehamna septentrionales (Maroc). *Mém. DEA, Univ. Aix-Marseille III, Fr.*, 11 p., 1 carte, inéd.
- RAIS-ASSA R. (1982a). - Lithostratigraphie et tectonique de terrains autochtones et allochtones dans les Rehamna septentrionales (Maroc hercynien). Rapport de mission. *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, Fr.*, (X), n° 49, 35 p., 8 pl. h.-t.
- RAIS-ASSA R. (1982b). - Mise en évidence de structures tangentielles sur la bordure est du môle côtier (Maroc hercynien). *Trav. Inst. Sci. chérif.*, Sér. Géol. Géogr. phys. (sous presse).
- RAIS-ASSA R. (1983a). - Le massif hercynien des Rehamna septentrionales, Maroc : épisodes de plissements, métamorphisme, structures tangentielles. In : *Le Maroc et l'orogène paléozoïque.*, IGCP symp., project 27, Rabat, Maroc, août-septembre 1983, p. 13.
- RAIS-ASSA R. (1983b). - Livret-guide de l'excursion B3 "Métamorphisme et déformation", arrêts n° 8 de la 1ère journée, arrêts n° 1, 4, 5, de la 2e journée. In : *Le Maroc et l'orogène paléozoïque.*, IGCP symp., project 27, Rabat, Maroc, août-septembre 1983.
- RAIS-ASSA R., CORNEE J.-J., MULLER J. et SIMON B. (à paraître). - Etude du massif hercynien des Rehamna (Maroc occidental) sur compositions colorées d'images Landsat. *Photo-interprétation*, éd. Technip, Paris.
- RAIS-ASSA R., CORNEE J.-J., MULLER J. et SOUGY J. (1983). - Les unités allochtones du massif des Rehamna, Maroc hercynien. *C. R. Acad. Sci., Paris, sér. II*, t. 296, p. 783-786.
- RAMSAY J.G. (1967). - *Folding and fracturing of rocks.* McGraw Hill ed., London, 568 p.
- RICHERT J.-P. et PERRIN G. (1972). - Reconnaissance structurale de la bordure orientale du permis des Doukkala. Rapport S.N.P.A., Pau, Fr., 11 p., inéd.
- ROUBAULT M. (1963). - Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Lamarre-Poinat éd., Paris, 365 p.
- SCOLARI G., LILLE R. et GIOT D. (1973). - Nomenclature et classification des roches sédimentaires (Roches détritiques terrigènes et roches carbonatées). *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, Paris, sér. 2, sect. IV, n° 2, p. 57-132.
- SOUGY J. (1976). - Existence d'une importante tectonique tangentielle avec nappes repliées dans les Jebilet occidentales et centrales (Meseta marocaine hercynienne). *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, Fr.*, (B), n° 12, 41 p.
- SOUGY J., MULLER J. et POUTCHKOVSKY A. (1978). - tectoniques de nappes dans la Meseta marocaine hercynienne, Jebilet-Rehamna. *6e Réun. ann. Sci. Terre*, Orsay, Fr., 25-27 avril, p. 371.
- TAHIRI A. (1980a). - Présence d'une mylonite à la base de la série calcaire dévonienne du Jebel Ardouz, Jebilet, Maroc hercynien. *8e Réun. ann. Sci. Terre*, Marseille, Fr., p. 334.

- TAHIRI A. (1980). - Etude lithostratigraphique et structurale de la boutonnière allochtone du Jebel Ardouz. Les mylonites de base. Maroc hercynien. Rapport de mission. *Trav. Lab. Sci. Terre, St-Jérôme, Marseille, Fr.*, (X), n° 38, 20 p., 1 carte au 1/8 000.
- TAHIRI A. (1982). - Lithostratigraphie, structure et métamorphisme de la partie sud des Jebilet occidentales autochtones et allochtones. Contribution à la connaissance de la chaîne hercynienne en Meseta marocaine. Thèse 3e cycle, Univ. Aix-Marseille III, Fr., 171 p., 6 pl. h.-t.
- TERMIER H. (1928). - Sur la géologie de Mechra ben Abbou (Maroc occidental). *Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat*, n° 3, 25 p.
- TERMIER H. (1931). - Sur la géologie des environs de Mechra ben Abbou (Maroc occidental). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, fasc. 12, p. 159-161.
- TERMIER H. (1936). - Etude géologique sur le Maroc Central et le Moyen-Atlas Septentrional. *Notes Mém. Serv. géol. Maroc, Rabat*, n° 33, 1566 p.
- TISSERAND D. (1977). - Les isotopes du strontium et l'histoire hercynienne au Maroc. Etude de quelques massifs atlasiques et mésétiens. Thèse 3e cycle, Univ. Strasbourg, Fr., 103 p.
- VIALON P., RUHLAND M. et GROLIER J. (1976). - Eléments de tectonique analytique. Masson éd., Paris, 117 p.
- WENTWORTH C.K. (1922). - A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, v. 30, p. 377-392.
- WILLIAMS H., TURNER F.J. et GILBERT C.M. (1955). - Petrography. W.H. Freeman ed., San Francisco, USA, 406 p.
- WILSON G. (1961). - The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXXXIV, p. 424-547.
- WINCHELL A.N. and WINCHELL H. (1959). - Elements of optical mineralogy, Part II. John Wiley ed., New York, USA, 551 p.
- X. (1958). - Relations entre mode de gisement et propriétés physico-chimiques des dolomies. *Rev. Inst. fr. Pétroles*, t. XIV, n° 4-5, p. 474-533.
- YOVANOVITCH B. et FREY R. (1934). - Sur la présence de phonolites dans la région de Mazagan. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, Paris, p. 163.
- ZAHRAOUI M. (1981). - Etude lithostratigraphique et structurale des nappes de la région du Jebel Teksim (Jebilet centrales, Maroc). Contribution à la connaissance de l'évolution de la chaîne hercynienne de la Meseta marocaine. Thèse 3e cycle, Univ. Aix-Marseille III, Fr., 115 p., 2 cartes h.-t.

ETUDE GEOLOGIQUE DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU MASSIF HERCYNIEN DES REHAMNA
SEPTENTRIONALES (MESETA MAROCAINE): LITHOSTRATIGRAPHIE, PLISSEMENTS
ET METAMORPHISME, CHEVAUchemENTS ET NAPPES

Thèse présentée par René RAIS-ASSA
pour obtenir le grade de Docteur de 3e cycle en Géologie

Soutenue le 22 mai 1984 devant la commission d'examen :

MM. G. GUIBU
J. MULLER
J. RODGERS
P. SAINT-JULIEN
J. SOUGY

Le massif hercynien des Rehamna septentrionales est constitué de deux grands domaines structuraux actuellement séparés par un important contact de recouvrement. A l'Ouest s'observe le domaine occidental autochtone au moins relatif. C'est un avant-pays à matériel cambro-ordovicien puissant, simplement déformé en vastes plis droits. La marge orientale de ce domaine est écaillée (écailles de l'oued Tarfa). A l'Est s'étend un domaine oriental, constitué de plusieurs grandes unités chevauchantes dont les deux premières ont été étudiées : l'unité de Sidi Abdallah à matériel ordovico-dévonien et au-dessus l'unité de la Skikirat à matériel dévono-viséen.

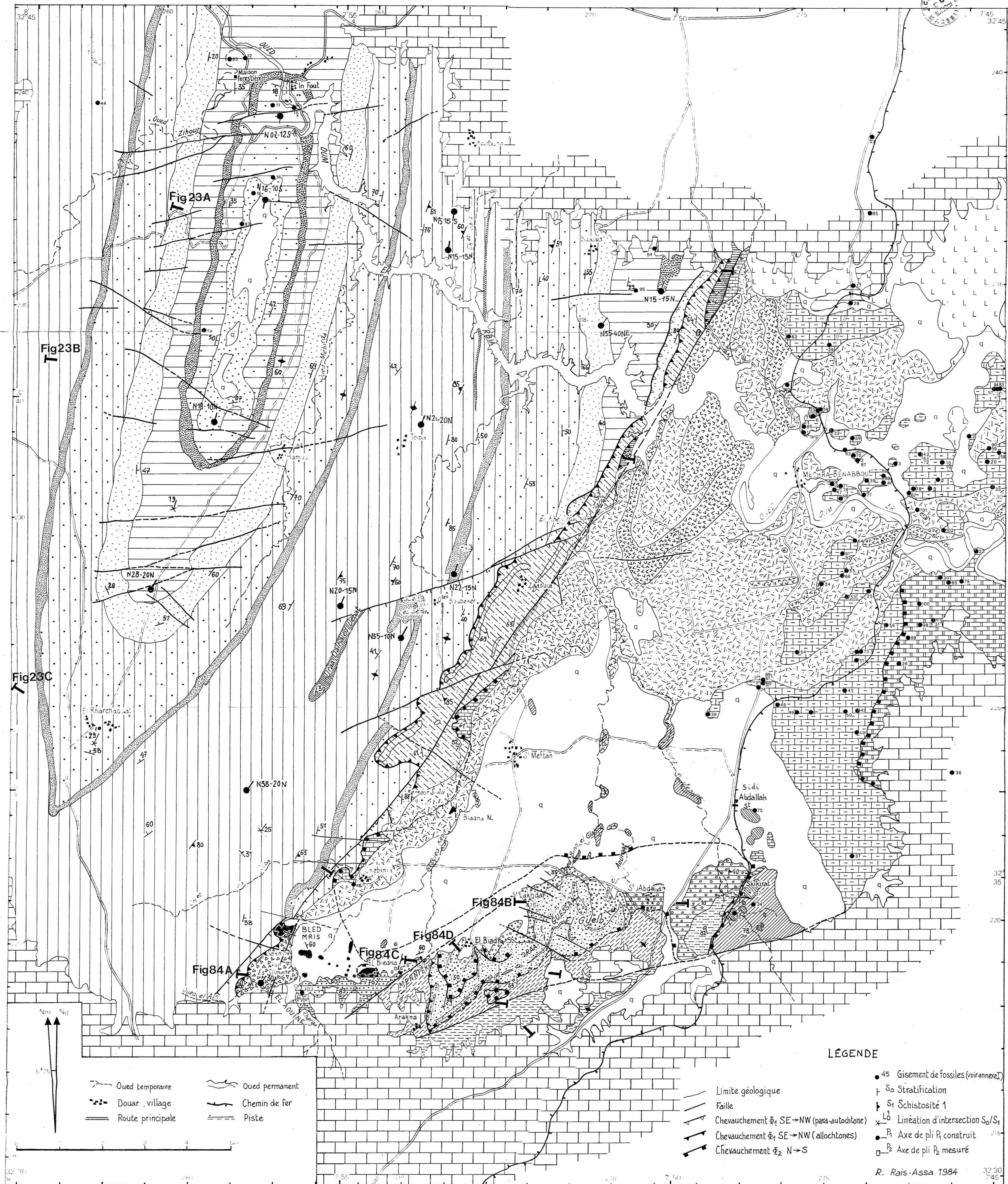
Ces unités ont subi une évolution tectono-métamorphique polyphasée qui contraste très fortement avec celle du domaine occidental.

Le serrage hercynien a d'abord donné lieu à des épisodes de plissement P_1 synschisteux et synmétamorphes, P_2 et P_3 (kinks). Ensuite un premier épisode de tectonique tangentielle a amené sur le domaine occidental l'unité de Sidi Abdallah entraînant les écailles de l'oued Tarfa para-autochtones. Les déplacements, du Sud-Est vers le Nord-Ouest sont au minimum décakilométriques.

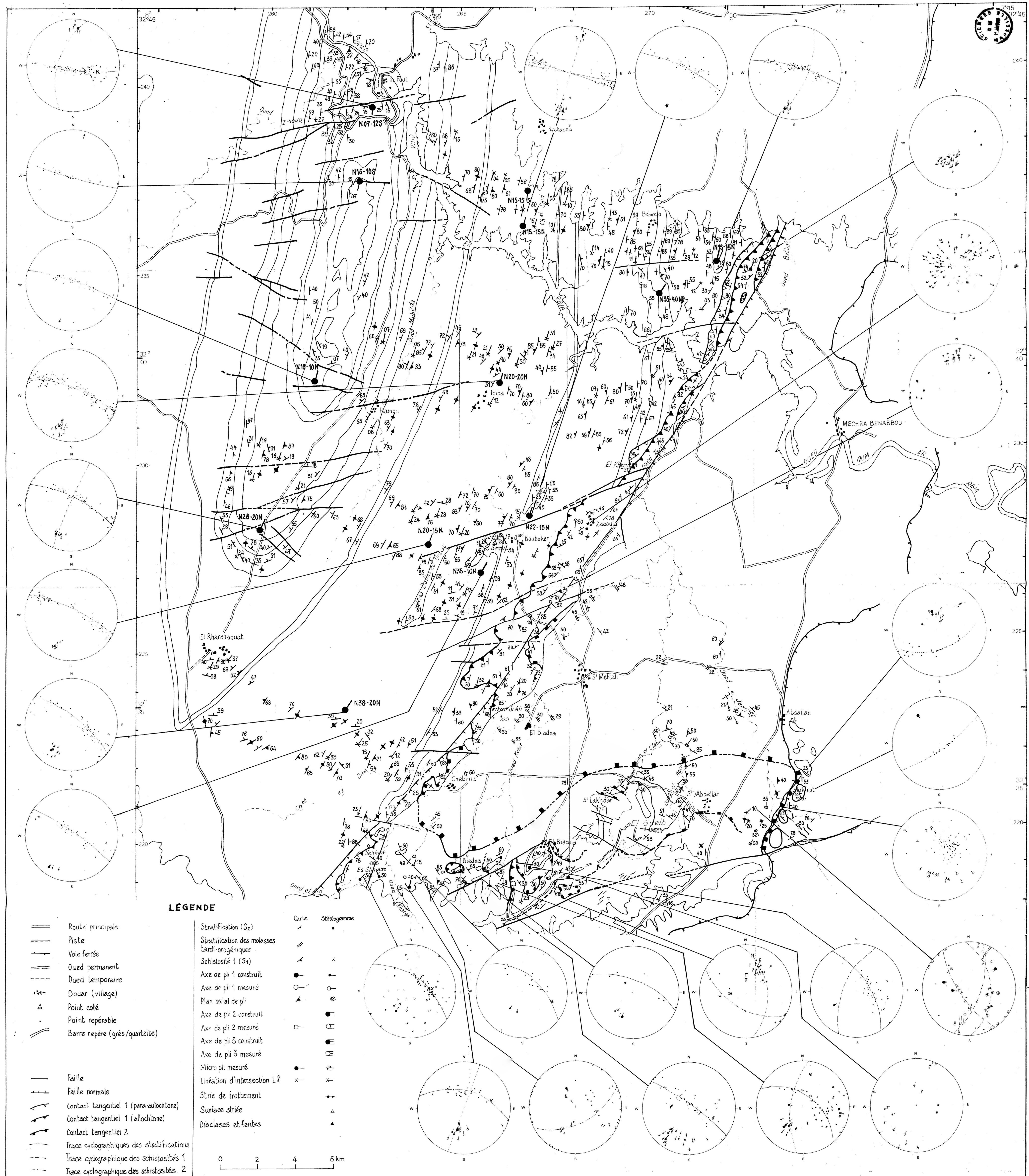
Un second épisode de tectonique tangentielle mais à déplacement du Nord vers le Sud, avec une flèche minimale également décakilométrique, conduit à la superposition de l'unité de la Skikirat à la fois sur le domaine occidental, les écailles de l'oued Tarfa et l'unité de Sidi Abdallah.

Après avoir été mis en évidence dans les Jebilet et dans les Rehamna méridionales, ces deux épisodes tangentiels sont ainsi également connus dans les Rehamna septentrionales. Il s'agit donc là de phénomènes importants, voire majeurs, dans la structuration hercynienne de la Meseta marocaine.

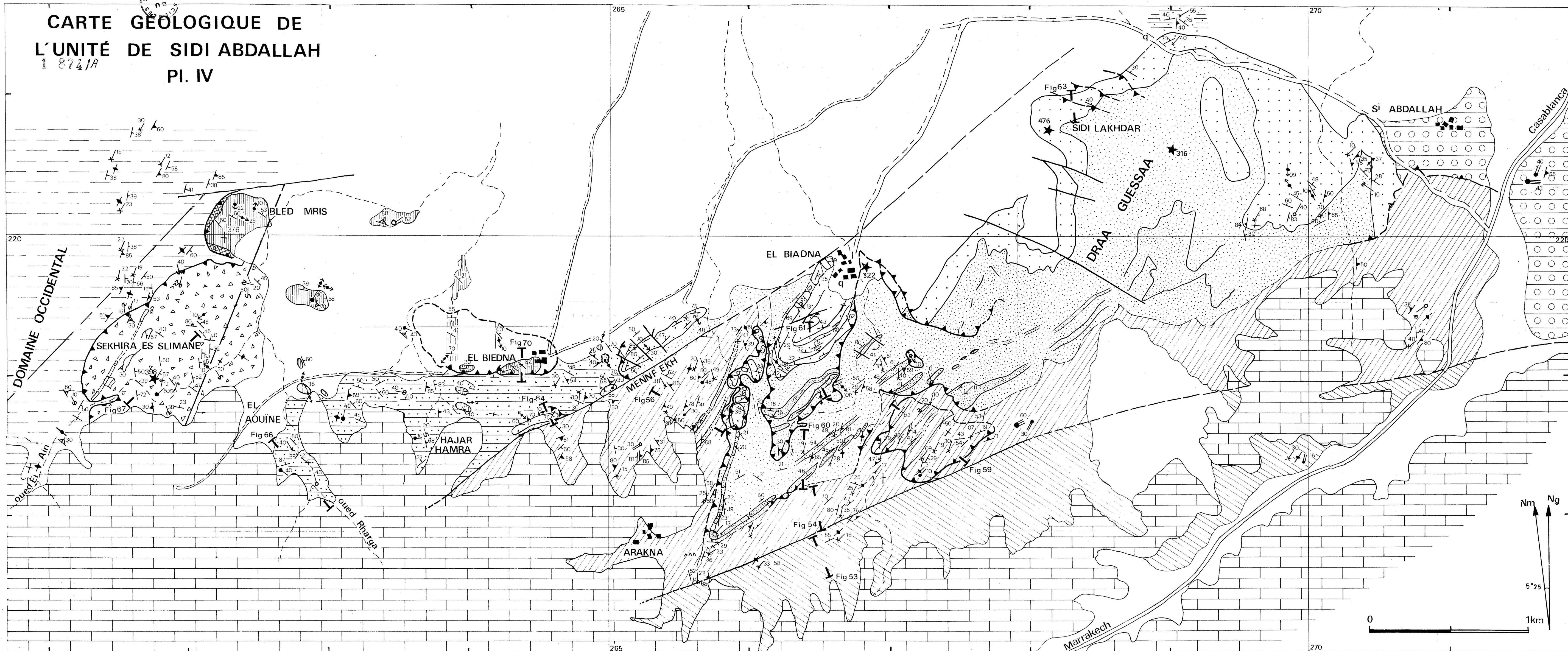
Mots-clés : Maroc, Rehamna, Paléozoïque, Cambrien, Dévonien, Carbonifère, chaîne hercynienne, lithostratigraphie, cartographie géologique, analyse structurale, tectonique tangentielle, métamorphisme.



LÉGENDE		LÉGENDE	
Domaine occidental		Unité de la Skikrat	
F ₆ d-e Grès	(Arenig)	Calcaires, grès et siltstones (Dévono-Carbonifère indifférencié)	Formations post-orogéniques et post-paléozoïques
F ₆ b-c Siltstones et grès		Calcaires, grès et flyschs (Viséen supérieur)	
F ₆ a Grès		Calcaires récifaux (Dévotion moyen)	
F ₅ Argilites et siltstones	(Acadien)	Schistes, conglomérats et calcaires (Dévotion inférieur)	Formations post-orogéniques supposées paléozoïques
F ₄ Grès et quartzites d'El Hank		Calcaires, grès et siltstones (Devono-Carbonifère)	
F ₃ Psammites et siltstones		Molasses rouges et venues magmatiques (Autunien?)	
F ₂ Grès			
F ₁ Siltstones à passées de grès grossier			
Ecaïles de l'Oued Tarfa		Unité de la Gada Jenabia	
Grès-quartzites (Ecaïlle allochtone II)		F ₄ Quartzites	(Ordovicien?)
Grès et siltstones (Ecaïlle allochtone I)		F ₃ Grès	
F ₄ Quartzites d'El Hank (Ecaïlle para-autochtone)		F ₂ Phyllades et grès	
		F ₁ Siltstones et psammites	
Unité de Sidi-Abdallah			
F ₁₁ Quartzites (Bled Mris)			
F ₁₀ Phyllites de Sidi Abdallah			
F _{9c} Conglomérats de Sidi Abdallah			
F _{9b} Conglomérats de Sekhira es-Slimane			
F _{9a} Conglomérats d'El Aouine (Dévotion moyen inférieur)			



CARTE GÉOLOGIQUE DE
L'UNITÉ DE SIDI ABDALLAH
1 874/A
PI. IV



Quaternaire : encroûtements et éboulis

Crétacé : calcaires

DOMAINE OCCIDENTAL

Formation 1 : siltstones (Cambrien inf.)

UNITÉ DE SIDI ABDALLAH

Formation 11 : siltstones et quartzites

Formation 9c : conglomérats de Sidi Abdallah (métam.)

Formation 9b : conglomérats de Sekhira-es-Slimane (Dév. moy. inf.)

Formation 9a : conglomérats d'El Aouine

Formation 4 : quartzites (Caradoc?)

Formation 3 : grès (Llanvirn - Llandeilo?)

Formation 2 : phyllades et grès (Arénig - Llanvirn?)

Formation 1 : siltstones et psammites (Arénig?)

Zone bréchique

filon tardif

contact anormal de chevauchement

faille

stratification S_0

schistosité S_1

axe de pli P_1

linéation d'intersection L_0

axe de pli P_2

axe de pli P_3

micropli

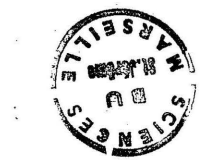
strie de friction

Douar

Route

Oued

Point coté



Pl.V. Talus de la voie de chemin de fer Casablanca - Marrakech (bornes 131,4 - 131,6)

